



UNIVERSITAT POLITÈCNICA  
DE CATALUNYA  
BARCELONATECH

# Investigación de las estructuras eléctricas y líderes de rayos en tormentas

*Aportaciones a las condiciones de inicio de rayos gamma terrestres*

Jesús Alberto López Trujillo

Barcelona, mayo de 2019





**UNIVERSITAT POLITÈCNICA  
DE CATALUNYA  
BARCELONATECH**

# **Investigación de las estructuras eléctricas y líderes de rayos en tormentas**

*Aportaciones a las condiciones de inicio de rayos gamma terrestres*

Tesis por compendio de artículos para optar al grado de  
Doctor en Ingeniería Eléctrica

Presentada por:

**Jesús Alberto López Trujillo**

Supervisor:

**Joan Montanyà Puig**

Co-director:

**Oscar van der Velde**

Universidad Politécnica de Cataluña

Departamento de ingeniería eléctrica

Barcelona, mayo de 2019





## Resumen

Este trabajo de investigación presenta la caracterización de estructuras eléctricas y líderes de rayos en tormentas y su relación con inicios de rayos gamma terrestres (TGFs). La investigación aporta información detallada de distribuciones de carga eléctrica, sus límites espaciales, desarrollo vertical, evolución durante su ciclo de vida e identificación de centros carga y distribuciones de carga complejas. Adicionalmente, mediante el análisis morfológico de líderes de rayos, se ha desarrollado una caracterización de alturas de inicio, trayectorias, direcciones de propagación al igual que identificación de polaridades y análisis de variabilidad temporal y espacial. Toda la caracterización mencionada fue derivada de mediciones del sistema de alta precisión de detección de tormentas eléctricas *Lightning Mapping Array*, el cual por primera vez se instaló en regiones tropicales durante el desarrollo de esta investigación.

A partir de los resultados experimentales, caracterización de líderes y de estructuras de carga, se elaboró un modelo simplificado de líderes de rayos que aproxime las condiciones de potenciales y campos eléctricos durante propagación de descargas. Como resultado del modelo fue posible obtener distribuciones de potenciales debido a estructuras eléctricas y bajo la interacción del líderes.

Adicionalmente, mediante la integración de los resultados del modelo de líder, las distribuciones de carga eléctrica de la nube y el programa de simulación de interacción de partículas LEPTRACK, se presentan simulaciones de las condiciones eléctricas favorables que puedan dar inicio a rayos gammas terrestres (TGFs).

Finalmente, en el documento se realizó una recopilación de todo el trabajo experimental desarrollado que permitió la puesta en marcha de toda una infraestructura altamente especializada para la investigación de tormentas eléctricas en regiones tropicales caso Colombia.

La organización de esta tesis abarca en su primer capítulo la introducción con el estado del arte y la unidad temática de investigación. En el capítulo 2 se describen las actividades y el trabajo experimental realizado. El capítulo 3 muestra los principales resultados y conclusiones de los artículos que hacen parte del compendio de esta tesis. El capítulo 4 describe el modelo de líder desarrollado y muestra los resultados preliminares de simulación de TGFs. Finalmente el capítulo 5 hace un resumen de las conclusiones generales y planteamientos de trabajos futuros.



## Abstract

This thesis presents a characterization of the charge structures of thunderstorms and lightning leader development, and their relationship with the emissions of terrestrial gamma-ray flashes (TGFs). The results include a detailed view of thundercloud charge distributions, their altitude range and lifecycle evolution. The altitude of charge centers and the identification of complex charge structures have also been included.

Additionally, the developments of the lightning leaders, their altitudes of initiation, polarities, and spatial and temporal characteristics across different seasons are studied by analyzing the lightning leader signature from a Lightning Mapping Array (LMA), which was installed also for the first time in the tropics during this work.

According to the characterization of charge structures, a lightning leader model is developed. The main goal of the model is to analyze the potential and the electric field stress expected during lightning discharge simulations. In addition, simulations about TGF emissions obtained from particle interactions have been included. In this case, the LEPTRACK program is used along with the main results of the leader model in order to analyze the electrical conditions favorable for TGF production.

Finally, an overview of the experimental and field work carried out during this thesis is summarized. All the specialized instruments for lightning and thunderstorm measurements installed in the Colombia are detailed as well.

The organization of this thesis is as follows: Chapter 1 contains the introduction addressing the state of the art of the main topic. Chapter 2 describes all the fieldwork undertaken during this thesis. Chapter 3 includes the content of the papers used for this thesis, and summarizes the main results and the conclusions of them. Chapter 4 shows the developed lightning leader model and the main results of the TGF simulations. Finally, chapter 5 presents the overall conclusions and forthcoming work.



## Agradecimientos

En primer lugar, quiero agradecer a mi director Joan Montanyà, por todo el apoyo que me ha brindado durante estos últimos años, por compartir su conocimiento y pasión por los rayos y en especial, por la confianza que ha depositado en mí. Mil gracias.

A todos mis colegas y amigos del grupo de investigación. Ferran Fabró, Toni Rey, Michele Urbani y Albert Salvador, por brindarme su colaboración y asesoría en todo momento y en especial a Oscar van der Velde y David Romero, por todo lo que he aprendido de ellos acerca del sistema LMA y durante las campañas de observación. También quiero agradecer a Nicolau Pineda, por su valioso soporte en el procesamiento de imágenes de radar al igual que sus asesorías en temas de meteorología.

También quiero agradecer a Daniel Aranguren y Horacio Torres, por apoyarme y motivarme desde el principio, y al equipo Keraunos, ya que han sido un gran apoyo durante esta investigación.

Me gustaría agradecer también a Paul Henry Connell de la Universidad de Valencia, por sus valiosas horas de asesorías y por ayudarme en las simulaciones de TGFs.

A todo nuestros colegas, amigos y colaboradores en Colombia, con quienes en cada visita pudimos adelantar charlas muy productivas.

A la Universidad Politécnica de Cataluña, y en especial al programa de doctorado en ingeniería eléctrica, por ayudarme en todos los requerimientos administrativos.

A mis familiares. A mi madre, a mi padre y mis hermanos, por depositar su confianza en todo lo que hago.

Este trabajo ha sido respaldado por el Ministerio de Economía y Competitividad de España-MINECO en el marco del proyecto: **Atmosphere Space Interactions Monitor (ASIM)** *Fabricación del modelo de vuelo y retorno científico - Contribución de la Universidad Politécnica de Cataluña*

Ayuda para contratos predoctorales para la formación de doctores, proyectos: ESP2013-48032-C5-3-R; ESP2015-69909-C5-5-R; ESP2017-86263-C4-2-R.



## Lista de Acrónimos

**ADELE** Airborne Detector for Energetic Lightning Emissions

**AGILE** Astrorivelatore Gamma a Immagini Leggero

**ASI** Agenzia Spaziale Italiana

**ASIM** Atmosphere-Space Interactions Monitor

**BATSE** Burst and Transient Experiment

**CIDs** Compact Intracloud Discharges

**COLLMA** Colombia Lightning Mapping Array

**CZT** Cadmium-Zink-Telluride

**EIPs** energetic in-cloud pulses

**ESA** European Space Agency

**GBM** Gamma-ray Burst Monitor

**GRB** Cosmic gamma-ray Burst

**GJ** Gigantic Jets

**CGRO** compton gamma-ray observatory

**FERMI** Gamma-ray Space Telescope

**FoV** Field of View

**GRID** Gamma-ray Imaging Detector

**HED** High Energy Detector

**LED** Low Energy Detector

**LRG** Lightning Research Group

**RHESSI** Reuven Ramaty High-Energy Solar Spectroscopic Imager

**RREA** Relativistic Runaway Electron Avalanche

**MCAL** Mini-Calorimeter

**MMIA** Modular Multispectral Imaging Array

**MXGS** Modular X-and Gamma-ray Sensor

**NBE** Narrow Bipolar Events

**SD** Spectroscopy detector

**TGF** Terrestrial Gamma-ray

**TLE** Transient Luminous Event

**LIS** Lightning Imaging Sensor

**LMA** Lightning Mapping Array

**VHF** Very High Frequency

**WWLLN** World Wide Lightning Location Network



# Índice general

Resumen . . . . .	V
Agradecimientos . . . . .	VII
Lista de Acrónimos . . . . .	VIII
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Primeros planteamientos y detección de fenómenos en la alta atmósfera . .	1
1.2. Rayos Gamma Terrestres (TGFs) . . . . .	2
1.2.1. Observaciones de TGFs . . . . .	3
1.3. ASIM . . . . .	13
1.4. Producción de TGFs . . . . .	16
1.4.1. Rayos y TGFs . . . . .	25
1.4.2. Líderes de rayos y TGFs . . . . .	26
1.4.3. Pulsos electromagnéticos severos y TGFs . . . . .	31
1.4.4. Estructuras eléctricas de tormentas y TGFs . . . . .	33
<b>2. Trabajo experimental</b>	<b>37</b>
2.1. Colombia Lightning Mapping Array-COLLMA . . . . .	38
2.2. Detección de alta energía, microondas y campo eléctrico . . . . .	41
2.3. Laboratorio de observación de tormentas y TLEs en Colombia . . . . .	42
2.4. Campañas de observación de TLEs en Colombia . . . . .	44
<b>3. Resultados y conclusiones de los artículos</b>	<b>49</b>
3.1. Artículo I. Spatio-Temporal dimension of lightning flashes based on Three-Dimensional Lightning Mapping Array . . . . .	49
3.2. Artículo II. Charge structure of two tropical thunderstorms in Colombia . . . . .	53
3.3. Postprint de los artículos . . . . .	57

<b>4. Simulación de líderes de rayos y TGFs</b>	<b>115</b>
4.1. Modelo de líderes de rayos . . . . .	115
4.1.1. Descripción del modelo . . . . .	116
4.1.2. Distribución de carga eléctrica . . . . .	119
4.1.3. Resultados . . . . .	120
4.2. Simulación de TGFs . . . . .	123
4.2.1. Resultados . . . . .	123
<b>5. Conclusiones finales y trabajo futuro</b>	<b>129</b>
<b>Apéndices</b>	<b>143</b>
<b>A. Otras publicaciones</b>	<b>147</b>
A.1. Nature Communications (En revisión) . . . . .	147
A.2. Atmospheric Research . . . . .	151
<b>B. Ecuación de Poisson en coordenadas cilíndricas</b>	<b>193</b>
<b>C. Metodología para la identificación de hotspots</b>	<b>199</b>

# Índice de figuras

1.1. Curva de luz del primer TGF y dispersión gamma producto de modelos de simulación . . . . .	4
1.2. Perfiles de luz de TGFs reportados por BATSE. . . . .	6
1.3. Módulo BATSE satélite CGRO de NASA. . . . .	7
1.4. Conjunto de detectores del espectrómetro RHESSI. . . . .	7
1.5. Primeras detecciones de RHESSI. . . . .	8
1.6. Variación longitudinal de 843 TGFs reportados por RHESSI . . . . .	9
1.7. Distribución global de TGFs detectados por AGILE y RHESSI . . . . .	10
1.8. Catálogo de TGFs detectados por FERMI entre 2008-2016 . . . . .	11
1.9. Eventos en la alta atmósfera producido por las tormentas eléctricas y los rayos . . . . .	14
1.10. Modular X- and Gamma-ray Sensor (MXGS) misión ASIM. En a) se muestra el esquema del módulo MXGS y en b) su ensamble final. Imágenes adaptadas de Østgaard et al. (2019). . . . .	15
1.11. Esquema de ASIM y el instrumento completo a bordo de la ISS . . . . .	17
1.12. Fuerza de fricción experimentada por electrones en función de su energía cinética a nivel del mar. . . . .	19
1.13. Simulación de un proceso RREA a partir de modelos de Monte Carlo. . . . .	21
1.14. Longitud de avalancha del mecanismo RREA. . . . .	23
1.15. Mecanismo de <i>Relativistic Reedback</i> . . . . .	24
1.16. Espectros de energía a partir de modelos de procesos RREA y comparación con mediciones de RHESSI . . . . .	26
1.17. Ejemplo de una descarga IC detectada por el sistema LMA en España. . . . .	28
1.18. Ejemplo de simulaciones de modelos <i>streamers</i> y líderes de rayos . . . . .	30
1.19. Eventos EIPs durante la detección de TGFs. . . . .	32

1.20. Líderes de rayos reportados por sistemas LMA y su correlación con TGFs . . . . .	35
2.1. Ubicación geográfica de Colombia y localización del sistema LMA (COLLMA) . . . . .	39
2.2. Diagrama simplificado y componentes fundamentales del sistema LMA. . . . .	40
2.3. Ejemplo de detección sistema LMA en Colombia (COLLMA) . . . . .	41
2.4. Sistema integral de alta energía, microondas y campo eléctrico. . . . .	43
2.5. Sistemas de observación de rayos y TLEs instalados en Colombia . . . . .	45
2.6. Componentes del sistema de observación utilizados durante las campañas en Colombia año 2017-2018. . . . .	46
2.7. Sistemas de observación y detección de tormentas, rayos y TLEs en Colombia. . . . .	48
4.1. Ejemplo de una estructura de carga eléctrica implementada en el modelo de líder. . . . .	119
4.2. Resultados del modelo de líder para el primer caso de simulación. . . . .	121
4.3. Potencial y gradientes eléctricos primer caso de simulación. . . . .	122
4.4. Simulación de un TGF a partir de avalancha de electrones <i>RREA</i> consi- derando un potencial de líder rayo $\sim 340$ MV y una estructura de carga tripolar. . . . .	124
4.5. Distribución de avalancha de electrones <i>RREA</i> en función del tiempo para el primer caso de simulación de TGF. . . . .	125
4.6. Dispersión del proceso de avalancha de electrones <i>RREA</i> segundo caso de simulación de TGFs . . . . .	126
4.7. Distribución de avalancha de electrones <i>RREA</i> en función del tiempo para el segundo caso de simulación de TGFs. . . . .	127
4.8. Espectros de luz del segundo caso de simulación de TGFs. . . . .	128

# Índice de tablas

3.1. Longitud horizontal componente intranube derivadas del método elíptico por estación del año. . . . .	50
3.2. Duración de la componente intranube derivadas del método elíptico por estación del año . . . . .	51
3.3. Comparación de flashes LMA con su correspondiente descarga a tierra (CG)	51
3.4. Relación entre las medianas de la longitud y la corriente CG (longitud/corriente)	51
3.5. Variables principales derivadas del sistema LMA tormentas tropicales. . . .	54



# 1

## Introducción

### 1.1. Primeros planteamientos y detección de fenómenos en la alta atmósfera

Siglo y medio después que Benjamin Franklin demostrara que los rayos eran fuente de electricidad, C.T.R Wilson en dos estudios publicados entre 1924 y 1925 introdujo los primeros planteamientos de las altas energías provenientes de campos electrostáticos del ambiente, cuyos mecanismos de interacción podrían alcanzar regiones en la alta atmósfera nunca antes asociados con la actividad de tormentas. Textualmente de su estudio Wilson (1925) planteaba:

*These  $\beta$ -particles are emitted with velocities greatly exceeding the minimum required for acceleration in the strongest parts of the field of a thunderstorm;* y concluía afirmando:

*Many of these  $\beta$ -particles which originate in the electric field above a thundercloud may thus have extremely long paths.*

Con este estudio Wilson predijo los mecanismos de *runaway electrons*, en el que electrones pueden ganar energía a partir de fuerzas externas como lo son campos electrostáticos durante tormentas eléctricas (Wilson, 1925). Aquellos electrones capaces de vencer la fuerza de frenado en su interacción con las moléculas del aire, podrán desplazarse *runaway*. Este estudio anticipaba el concepto de *runaway acceleration* postulado por (Gurevich and Firsov, 1961) y su posterior teoría de avalancha y multiplicación de electrones relativistas

*Relativistic Runaway Electron Avalanche* - *RREA* introducida en 1992 (Gurevich et al., 1992), la cual constituye actualmente como una de las teorías más aceptadas para la producción de fotones altamente energéticos relacionados con los rayos gamma terrestres TGFs.

En esa misma década, Franz et al. (1990) dan a conocer una de las primeras imágenes de lo que describieron como una descarga eléctrica ascendente producida durante una tormenta eléctrica y que emanaba hacia el espacio. Es en aquel momento cuando se valida con asombrosa certeza lo planteado por Wilson en 1924 (Wilson, 1924), en donde afirmaba que los momentos eléctricos de tormentas podrían causar ionización en grandes alturas, produciendo *breakdown* y dando origen a otro tipo de descargas en la alta atmósfera. Este planteamiento concuerda exactamente con lo que en la actualidad son los *Transient Luminous Events* - *TLEs* (Rakov and Uman, 2003). De este tipo de descargas ya se especulaba de su ocurrencia según testimonios de eventos difusamente observados por pilotos, de allí el nombre de duendes o *sprites* para el más común de ellos.

A partir de entonces se puede atribuir el surgimiento de un nuevo campo en investigación llamado física atmosférica de las altas energías que emerge y expande el conocimiento de la física de partículas, la radiación de altas energías su transporte e interacción con la alta atmósfera terrestre (Dwyer et al., 2012).

## 1.2. Rayos Gamma Terrestres (TGFs)

Aunque Wilson desde 1920 ya predecía los eventos en la alta atmósfera, solo hasta la década de los noventa se evidenció por primera vez pulsos de partículas altamente energéticas provenientes de la tierra. Se descubrió que la atmósfera terrestre es fuente de uno de los fenómenos naturales asociados con ondas electromagnéticas más energéticas del universo, la radiación gamma. Su descubrimiento en 1994 por Fishman et al. (1994) rompía la exclusividad de atribuir la radiación gamma a otros fenómenos galácticos como explosiones de supernovas, fulguraciones solares, rayos cósmicos entre otros. Estos investigadores emplearon el instrumento *Burst and Transient Experiment (BATSE)* a bordo del *Compton Gamma-ray Observatory (CGRO)* de la NASA, puesto en órbita para la detección de fotones altamente energéticos provenientes de rayos cósmicos o *cosmic gamma ray burst* - *GRB*. Como resultado anómalo registraron más de una docena de partículas energéticas comparables con la radiación gamma pero provenientes de la tierra y de menor duración



que los eventos gamma hasta aquel entonces reportados. De esta manera se habló por primera vez de los rayos gamma terrestres o *terrestrial gamma-ray flashes (TGFs)*.

Los TGFs son ráfagas de rayos gamma de muy corta duración ( $\sim 1$  ms) que escapan de la tierra hacia la alta atmósfera como fotones altamente energéticos de decenas de MeV y cuyo origen ha sido atribuido a las tormentas eléctricas y rayos (Smith et al., 2005; Grefenstette et al., 2009; Marisaldi et al., 2010; Briggs et al., 2010). Una simulación para representar emisiones de fotones altamente energéticos producto de un TGF se muestra en la figura 1.1-b. Allí la dispersión gamma emana hacia capas en la alta atmósfera terrestre. Además, en la misma figura 1.1-a, se muestra la primera medición real de un TGF reportada por el satélite *BATSE* de la NASA (Fishman et al., 1994) y corresponde a lo que se conoce como la curva de luz del TGF. Esta curva de luz o histograma de cuentas *counts* representa la variación energética de los fotones del TGF depositada en segmentos activos de detectores en un instante de tiempo. Cada instrumento para la detección de TGFs tiene su propia característica de fracción de cuentas. Una mayor explicación puede consultarse en (Smith et al., 2002).

### 1.2.1. Observaciones de TGFs

#### BATSE

En abril del año 1991, NASA lanza al espacio un observatorio para la medición de radiación X y gamma en la órbita baja de la tierra, a una altura aproximada de 450 km de altura. Se trató del segundo observatorio de una serie de *Great Observatories* de la NASA al que llamaron *Compton Gamma Ray Observatory - CGRO* (Horack, 1991). A bordo del CGRO estuvo el instrumento BATSE para el estudio de los GRBs esencialmente producto de fenómenos extragalácticos. Dicho instrumento consistió de ocho arreglos fotosensibles *Large Area Detectors (LAD)* de cristales de yoduro de sodio [NaI(Tl)], cada uno con 1.27 cm de espesor y área efectiva de  $\sim 2000$  m<sup>2</sup>. A su vez, cada módulo contó con un espectroscopio *spectroscopy detector (SD)* de 12.7 cm de diámetro y 7.6 cm de espesor. La sensibilidad del instrumento BATSE permitió registrar fotones con energías entre 20 keV y 2 MeV. BATSE se convertiría entonces en el primer primer instrumento con una alta sensibilidad espectral y temporal sin precedentes, ya que lograría detectar hasta 10 veces más eventos de lo que ningún otro instrumento habría sido capaz en aquel entonces.

Ya que el objetivo de BATSE eran los eventos altamente energéticos asociados a GRBs,

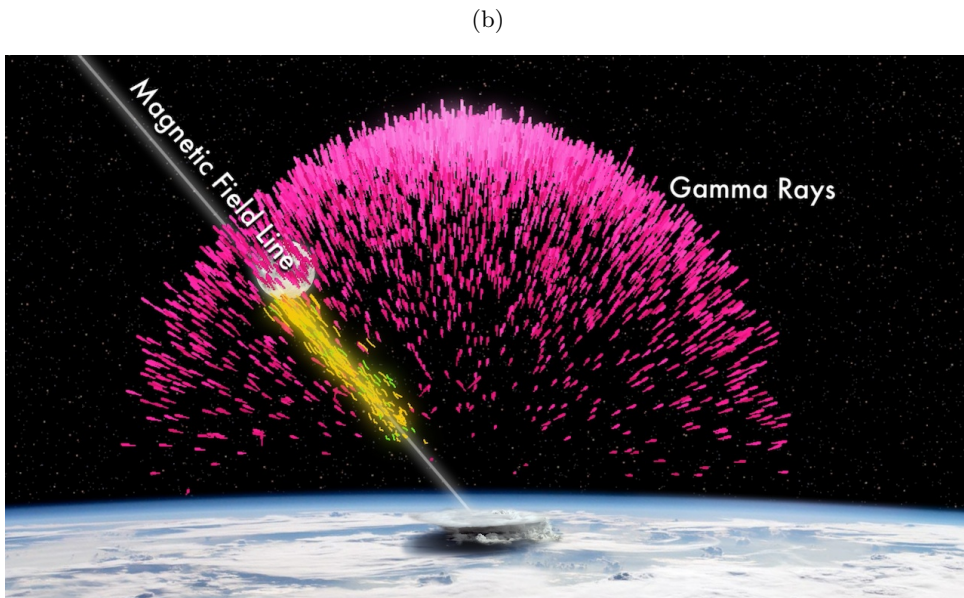
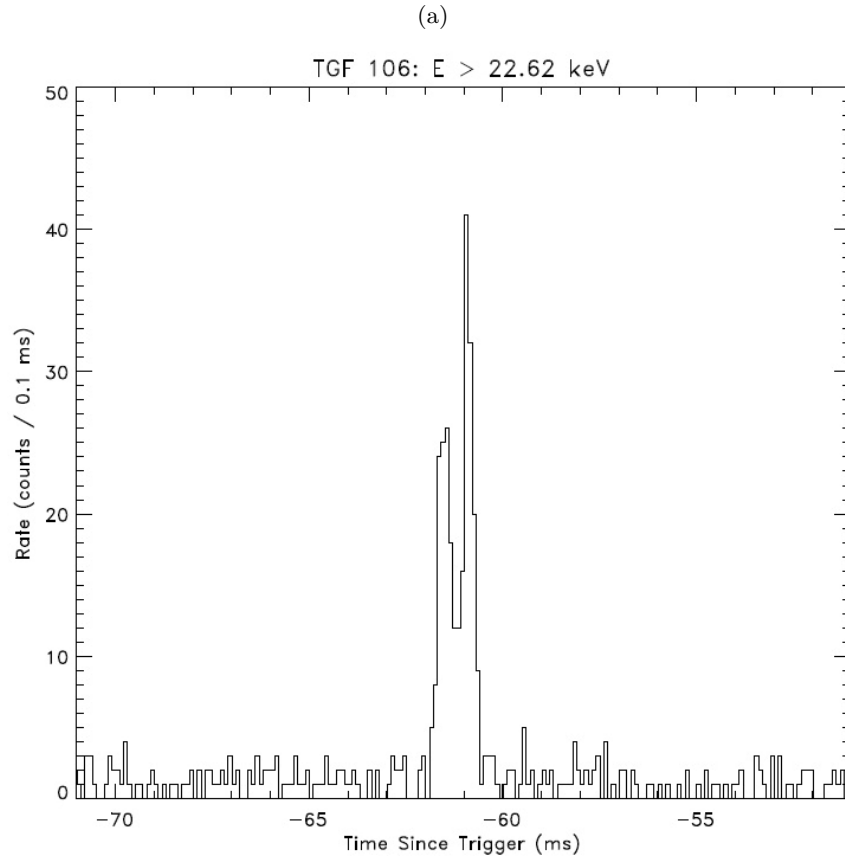


Figura 1.1: En a) se muestra la curva de luz del primer TGF reportado por BATSE (TGF 106). (Tomada de <https://gammaray.msfc.nasa.gov/batse/tgf/>) y b) representa una simulación de ráfagas de rayos-gamma producto de una tormenta. (<https://svs.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/details.cgi?aid=10706>).

los flancos de cada *trigger* fueron adaptados de forma independiente en ventanas temporales de 64 ms, 256 ms y 1024 ms. No obstante, llamó la atención la detección de secuencias de pulsos con energías considerables y temporalmente por debajo del umbral mínimo permitido, es decir 64 ms. Al observar esta anomalía se decide modificar las condiciones de *background* o relación señal-ruido durante la misión. Es así como se inicia por primera vez la detección de una variedad de pulsos energéticos con diferentes patrones temporales y cuyas secuencias podrían llegar a decenas de ms (Fishman et al., 1994; Nemiroff et al., 2004). Algunas de las primeras detecciones de TGFs reportadas por BATSE se muestran en la Figura 1.2.

Un total de 8021 *triggers* fueron reportados por BATSE, en donde 78 correspondieron a TGFs. No obstante se cree que este valor pudo ser mayor ya que hasta la segunda fase de la misión, el umbral de los detectores en el flanco 64 ms fue modificado. Finalmente, BATSE sale de operación en el año 2000 dando inicio a una serie de misiones posteriores y brindó las bases para la exploración más detalladas en torno a los TGFs. La figura 1.3 muestra desde el espacio el satélite CGRO. Los instrumentos del módulo BATSE fueron posicionados en las esquinas del satélite. Mayor información del detector BATSE puede ser consultada en (Horack, 1991).

## RHESSI

Dos años después de culminar las mediciones con *BATSE*, el explorador *Reuven Ramaty High-Energy Solar Spectroscopic Imager (RHESSI)* fue lanzado por la NASA el 5 de Febrero del año 2002 con el objetivo de continuar aportando investigación entorno a la física de aceleración de partículas al igual que la medición de eventos a gran escala energética incluyendo los *TGFs* (Lin et al., 2002; Smith et al., 2002). Este nuevo módulo catalogado como *Small Explorer (SMEX)* marcaría otro precedente a nivel espectral para la medición rayos-X y rayos gamma, ya que por primera vez se obtendría resoluciones temporales capaces de proporcionar *imaging* y espectrometría de eventos con energías entre 3 keV y 17 MeV.

RHESSI consiste en un solo instrumento que integra por primera vez un *imaging system* y un espectrómetro compuesto de nueve detectores de germanio (*GeDs*) con capacidad de registrar fotones en cualquier dirección. La altura de órbita de RHESSI es 600 km con una inclinación de 38° que le permite visualizar latitudes hasta  $\sim 50^\circ$ . Una fotografía de los nueve detectores de RHESSI se muestra en la Figura 1.4

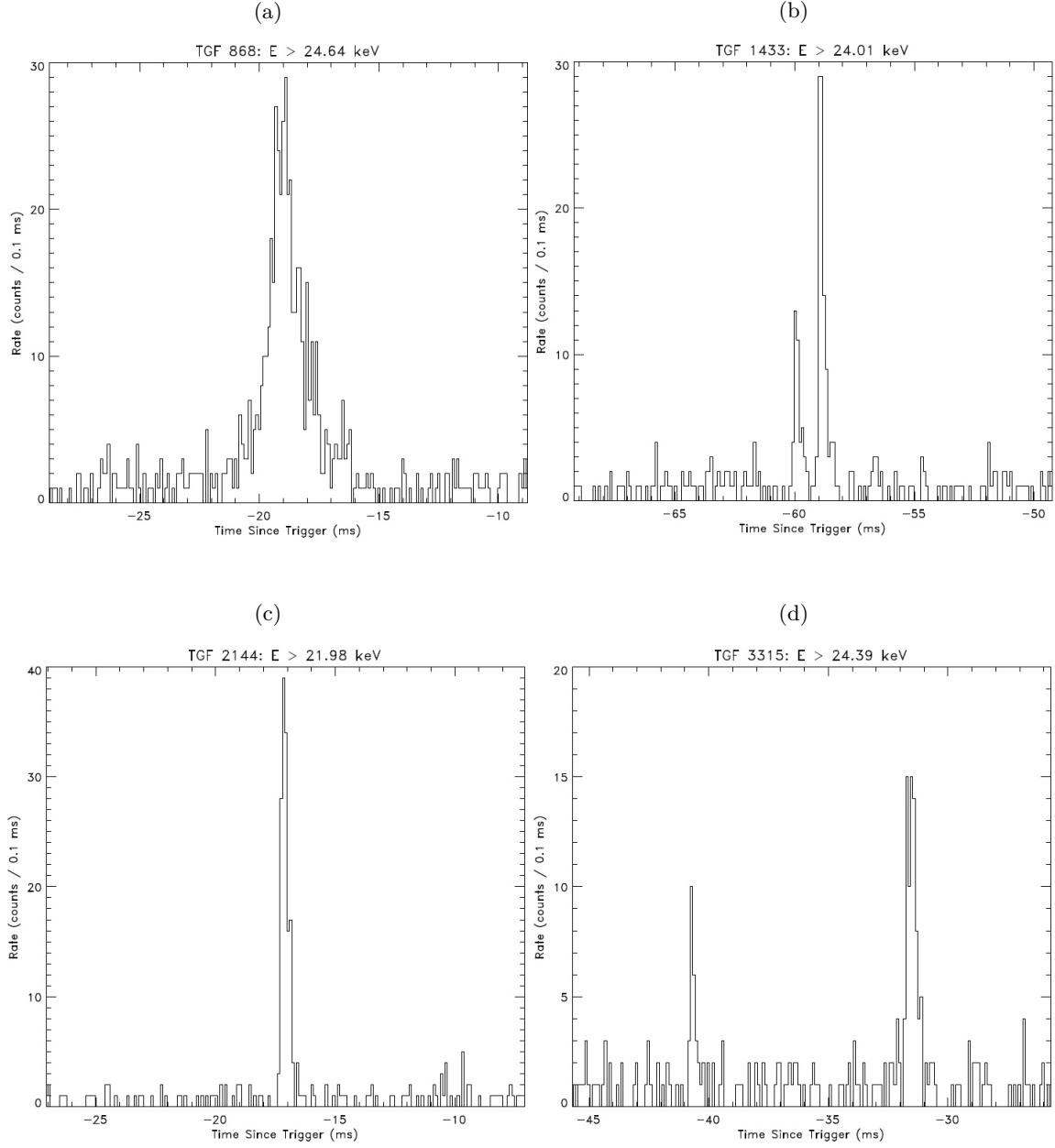


Figura 1.2: Perfiles de luz de TGFs reportados por BATSE. Los paneles a) - d) muestra las curvas de luz para los TGFs 868,1433, 2144 y 3315 respectivamente. (Figura oficial de NASA <https://gammaray.msfc.nasa.gov/batse/tgf/>)



Figura 1.3: Módulo BATSE satélite CGRO de NASA.  
(<https://heasarc.gsfc.nasa.gov/docs/cgro/images/epo/gallery/cgro/>)



Figura 1.4: Conjunto de detectores del espectrómetro RHESSI. (Imagen obtenida del portal <https://hesperia.gsfc.nasa.gov/rhessi3/mission/spacecraft-instrument/spacecraft-instrument/index.html>.)

Las primeras detección de TGFs por RHESSI fueron publicadas en Smith et al. (2005). En dicho estudio se analizaron 86 TGFs durante los primeros seis meses de la misión. De estos resultados se destacan los altos valores energéticos de 60 eventos que superaron 10 MeV; además se estimó que la producción de TGFs por día estaría en el orden de  $\sim 50$  eventos en todo el globo, sorprendentemente resultó ser un fenómeno mucho más común de lo que se pensaba hasta aquel entonces. De este estudio duraciones características de los TGFs entre 0.2 a 3.5 ms y alturas de emisión  $\sim 25$  km fueron estimadas. El primer mapa global de detecciones de TGFs también fue introducido en dicho estudio tal como se muestra en la figura 1.5. De este mapa llamó la atención la fuerte concentración de TGFs en la región intertropical, que a su vez concentra la mayor actividad de rayos del planeta (Williams et al., 2002), esto daría un mayor peso a la hipótesis planteada por Fishman et al. (1994) en relacionar los TGFs con las tormentas eléctricas.

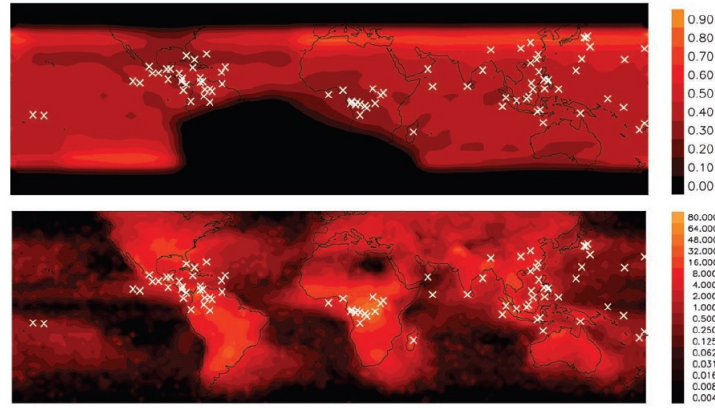


Figura 1.5: Primeras detecciones de RHESSI. Cada equis (x) representa la posición de RHESSI asociada a un TGF. En la parte superior se muestra la probabilidad de ocurrencia de TGFs estimada si se asume una producción uniformemente distribuida sobre la tierra. En la parte inferior muestra la densidad de flashes obtenida del *Lightning Imaging Sensor (LIS)*(Christian, 2003). Escala: rayos  $\text{km}^2\text{-año}$ . Imagen adaptada de (Smith et al., 2005).

En el año 2009, Grefenstette et al. (2009) publicaría el primer catálogo con el mayor número de TGFs analizados hasta esa fecha. En total 820 TGFs detectados entre el 2002 y 2008 fueron estudiados mediante la implementación de un nuevo algoritmo que reajustaba los criterios de detección en ventanas de tiempo más cortas y menor número de cuentas por evento superiores al umbral permitido; también se evidenció un *offset* de 1.8 ms del reloj interno. De allí nuevas estadísticas mostraron que en promedio un TGF se registraba cada 2 días aproximadamente, con rangos de energía entre decenas de keV y máximas cercanas a 3 MeV. Sumado a lo anterior, *clusters* de TGFs asociados a una misma región

fueron observados mediante la identificación de eventos consecutivos con pocos minutos de diferencia e incluso durante el paso del instrumento en órbitas subsecuentes. En el mismo trabajo incluyeron un análisis de correlación entre TGFs y rayos obtenidos de la red mundial de localización de rayos *World Wide Lightning Location Network (WWLLN)* (Lay et al., 2004). De este análisis observaron que los TGFs coincidían con tormentas cercanas pero en ventanas temporales de pocos minutos alrededor del TGF. De esta manera se seguía consolidando las tormentas eléctricas como fuente precursora de los TGFs.

Consecutivo al estudio de Grefenstette et al. (2009), en el año 2010 Smith et al. (2010), presentó con mejor detalle la distribución global asociada con 843 TGFs de RHESSI, lo que permitió identificar *spots* (ver figura 1.6) que notablemente coincidieron con las tres chimeneas de rayos del planeta (Williams, 2005).

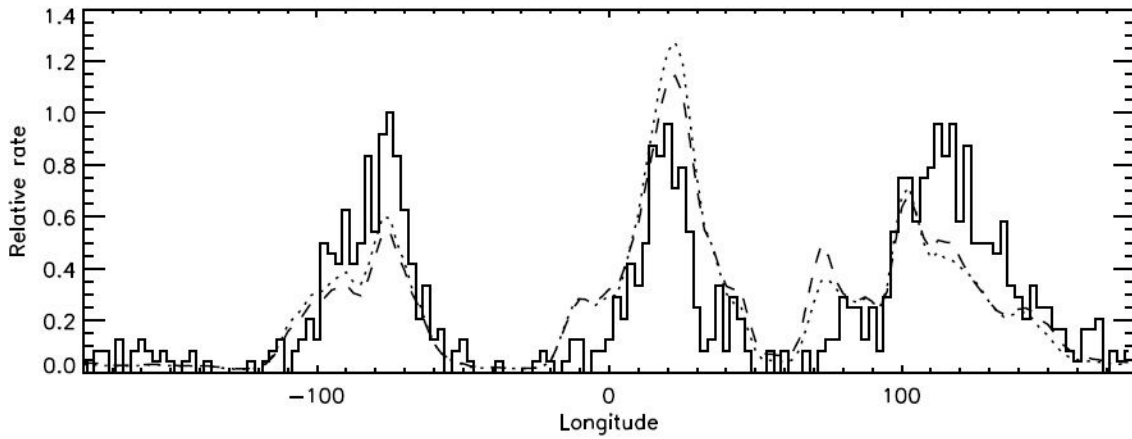


Figura 1.6: Variación longitudinal de 843 TGFs detectados por RHESSI. Cada valor corresponde a la suma relativa (en latitud) de todos los eventos vistos en la misma longitud. Imagen adaptada de Smith et al. (2010).

## AGILE

EL satélite *Astrorivelatore Gamma a Immagini Leggero (AGILE)* fue lanzado en el año 2007 por la agencia espacial Italiana *Agenzia Spaziale Italiana (ASI)* a una órbita de 550 km de altura con una inclinación de  $2.5^\circ$ . AGILE está compuesto por tres detectores, el primero de ellos es el instrumento *Gamma-ray Imaging Detector (GRID)* el cual es sensible a fotones con energías del rango  $\sim 50$  MeV y 50 GeV; el segundo detector es el *Hard X-ray Imager (Super-AGILE)* para la detección de rayos-x y sensible a fotones en la banda de 18-60 keV; y el tercer instrumento es el *Mini-Calorimeter (MCAL)* construido de cristales de yoduro de cesio CsI(Tl) y capaz de registrar fotones con energías desde 350 keV hasta máximas de 100 MeV (Tavani et al., 2008). MCAL es el principal instrumento de AGILE



para la medición de TGFs.

Los primeros resultados de AGILE relacionados con TGFs fueron publicados por Marisaldi et al. (2010). En este estudio se analizaron 8 TGFs con energías entre 20 y 50 MeV. Un año más tarde, Fuschino et al. (2011) comparó las detecciones de TGFs realizados por AGILE con los registros de rayos derivados de *OTD/LIS* durante año de información. Estos resultados nuevamente evidenciaba la relación geográfica de mayor ocurrencia de tormentas con las detecciones de TGFs, resultados en concordancia con las detecciones de RHESSI Smith et al. (2010). En este mismo estudio sugirieron que si el ratio TGFs/rayos se conserva en todas las latitudes, se podría esperar  $\sim 220$ -570 TGFs por día. Finalmente, el catálogo más completo de TGFs detectados por AGILE se publica en el año 2014 por Marisaldi et al. (2014). En este estudio se incluye un análisis espacio-tiempo de 308 TGFs todos con energías inferiores a 30 MeV. Allí mismo una tasa de  $\sim 0.3$  TGFs por día fue estimada. Entre otros resultados, es clara la relación de ocurrencia de los TGFs en regiones tropicales. Una completa intercomparación de los resultados de AGILE y RHESSI asociados con TGFs y tormentas en la región intertropical puede ser consultada en Fabró et al. (2015). De este trabajo, la figura 1.7 muestra la distribución espacial de TGFs detectados por AGILE y su alta concordancia con las detecciones de RHESSI, ambos a su vez sobre las regiones de mayor actividad de rayos del planeta.

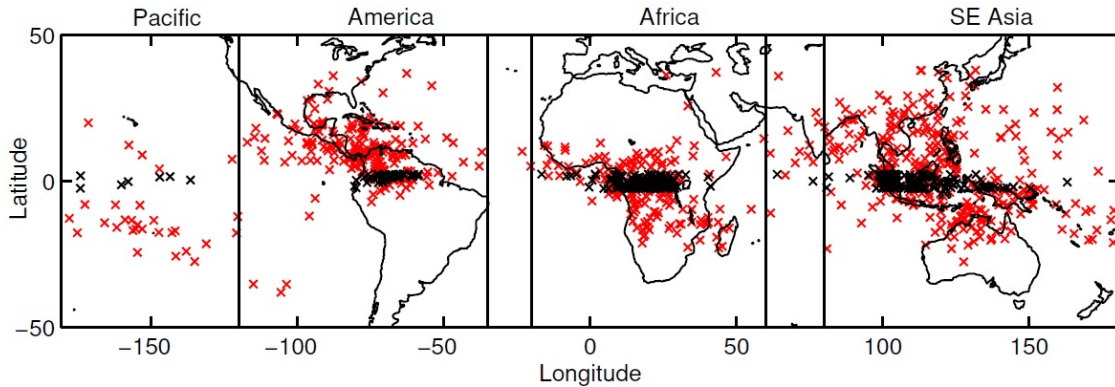


Figura 1.7: Distribución global de TGFs detectados por AGILE (equis rojas) y RHESSI (equis negras). Imagen tomada de Fabró et al. (2015)

## FERMI

Una año después del lanzamiento de AGILE, NASA lanza al espacio en el 2008 un nuevo observatorio de GRBs. En esa ocasión se trató del telescopio *Gamma-ray Space Telescope* (*FERMI*) a bordo del *Gamma-ray Burst Monitor* (*GBM*) (Atwood et al., 2009). Este nuevo



instrumento fue posicionado en una órbita de 560 km con un ángulo de inclinación de  $25.5^\circ$ . FERMI consiste de dos instrumentos para la detección de rayos-gamma. El primero de ellos es el *Large Area Telescope (LAT)* el cual consiste en 12 módulos independientes de cristales de CsI(Tl) con un rango de energía entre 20 MeV hasta valores 300 GeV. El segundo instrumento es el *Gamma-ray Burst Monitor (GBM)* el cual cuenta con 12 centelladores de yoduro de sodio (NaI) que permiten registrar fotones entre  $\sim 8$  keV hasta 1 MeV.

Los primeros resultados de FERMI fueron publicados por Briggs et al. (2010). En este estudio se resumen 12 TGFs obtenidos durante su primer año de operación. En general los resultados mostraron características similares a reportes previos de otros instrumentos como RHESSI, AGILE, BATSE (Smith et al., 2005; Marisaldi et al., 2014; Fishman et al., 1994). El último catálogo de TGFs detectados por FERMI ha sido publicado por Roberts et al. (2018). En este estudio se utilizaron 4144 TGFs analizados de forma global, por estación del año, región geográfica, origen marítimo u oceánica, ciclo horario de ocurrencia al igual que se incluye correlaciones con rayos a tierra derivados de red global de ratos WWLLN. Como resultados de este catálogo, estimaron una ocurrencia promedio de  $\sim 2.2$  TGFds por día, mucho mayor que los reportes de AGILE y RHESSI. La figura 1.8 muestra la frecuencia y distribución global de los TGFs acompañada de su variación horaria local, la cual presentó un comportamiento bimodal en Asia y América y máximas frecuencias como ya se esperaba en las tres regiones de mayor rayos del plantea.

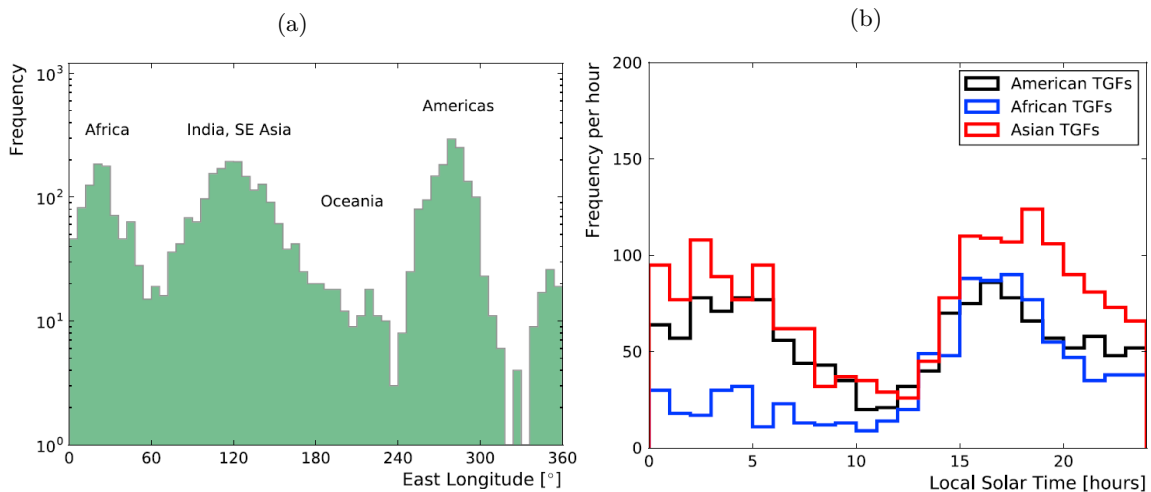


Figura 1.8: Catálogo de TGFs detectados por FERMI entre 2008-2016. En a) se muestra la frecuencia y distribución geográfica de 4144 TGFs, y en b) la correspondiente distribución horaria local en las regiones de América, África y Asia. Figura tomada de Roberts et al. (2018).

## ADELE

En el año 2009, una interesante misión es llevada a cabo mediante la instrumentación de una aeronave con detectores de alta energía. Se trató del experimento *Airborne Detector for Energetic Lightning Emissions (ADELE)*, el cual consistió en la detección de ráfagas de rayos gamma durante dos sobrevuelos realizados cerca a núcleos activos de tormentas eléctricas Smith et al. (2011a). Como resultado de esta investigación se obtuvo un evento de radiación gamma cuya duración y característica espectral resultó similar a aquellas reportadas desde el espacio como un TGF. Dicho registro fue asociado con una descarga intranube de estructura eléctrica compleja reportada 54 ms antes del TGF. En la segunda publicación de este experimento, Smith et al. (2011b) concluye que la distribución de TGFs con intensidades inferiores a las típicas detectadas del espacio podrían ser más comunes en tormentas, además como hipótesis producto de estas observaciones sugiere que los TGFs podrían ser el primer fenómeno consecutivo al rayo.

Las misiones hasta aquel entonces proporcionaron una mirada amplia entorno a los recientemente descubiertos TGFs. A nivel experimental se realizaron las primeras aproximaciones de ocurrencia global y temporal, se obtuvieron una amplia gama de espectros energéticos de fotones gamma y X, al igual que se reafirmaba lo recurrente de la producción de TGFs a nivel global y su ocurrencia bajo episodios de tormentas eléctricas y rayos. Importante resaltar que a nivel teórico estos resultados experimentales también siguen aportando en el estudio de los procesos *runaway electrons*, en el análisis de la producción, propagación y efectos de altas energías en la atmósfera. En detalle algunos de estos procesos se abordará en el transcurso del documento.

A partir de estos avances experimentales, nuevos retos surgían para las misiones futuras; uno de ellos el reducir las incertidumbres asociadas con la fuente de emisión del TGFs. Si bien se ha logrado asociar TGFs con tormentas y rayos, hasta este momento las incertidumbres de localización de la fuente de emisión sigue siendo ambigua, ya que es proporcional al *Field of View (FOV)* de los instrumento que pueden llegar a cientos y miles de kilómetros. Sumado a lo anterior, una mayor exploración a otro tipo de eventos en la alta atmósfera como los TLEs se requiere.

Algunos de estos retos tecnológicos podrán ser abordados con el recientemente laboratorio lanzado al espacio *Atmosphere-Space Interactions Monitor (ASIM)* de la Agencia Espacial Europea. Con los resultados experimental de este proyecto se espera dar inicio a un nueva era en la exploración de esta enorme variedad de fenómenos asociados con las

altas energías y en la alta atmósfera terrestre. Durante el desarrollo de este trabajo se vienen analizando los primeros resultados experimentales de ASIM cuyas características fundamentales se resumen a continuación.

### 1.3. ASIM

El módulo *Atmosphere-Space Interactions Monitor (ASIM)* es una serie de instrumentos a bordo de la Estación Espacial Internacional (*ISS*) diseñados para la detección de eventos energéticos en la alta atmósfera como TGFs y TLEs. El proyecto inició en el año 1997 bajo el interés de la comunidad científica Danés en estudiar los recién descubiertos fenómenos en la alta atmósfera. Solo hasta el año 2003 ASIM se materializa e ingresa al programa científico de la Agencia Espacial Europea (*ESA*) para la *ISS*. Desde la consolidación del proyecto diferentes entes Europeos del campo académico, investigación y consorcios han venido participando de ASIM, dentro de estos la Universidad Politécnica de Cataluña y el grupo de investigación *Lightning Research Group - LRG* como soporte a las mediciones de ASIM desde tierra gracias a su infraestructura para la medición de tormentas eléctricas desplegada en diferentes partes del globo.

El 2 de Abril del año 2018, ASIM es finalmente puesto a bordo de la *ISS* en el módulo *Columbus* de la *ESA*. ASIM cuenta con dos instrumentos principales, el *Modular X-and Gamma-ray Sensor (MXGS)* para la detección de fotones de rayos-x y gamma; y el instrumento *Modular Multispectral Imaging Array (MMIA)* para la observación de TLEs (Neubert et al., 2019). Una de las novedades de ASIM en comparación con los detectores actuales en órbita, es la implementación de una máscara codificada *coded mask* en el instrumento *MXGS* la cual permitirá realizar *imaging* de la fuente asociada al TGF, reduciendo las incertidumbre a pocos km de error en la localización del TGF. De esta manera ASIM puede ser catalogado como el laboratorio actual más moderno para la detección de TGFs y TLEs desde el espacio, donde una gran variedad de fenómenos ocurren constantemente y asombrosamente obedecen al régimen de tormentas eléctricas y rayos. Los objetivos principales de ASIM buscan analizar los procesos cinéticos asociados con TLEs y TGFs; realizar un barrido global de ocurrencia de estos eventos y seguir aportando en el entendimiento de la relación de los TLEs y TGFs con las tormentas eléctricas. A modo ilustrativo, el gran "zoológico" de fenómenos en la alta atmósfera generados por tormentas eléctricas y rayos pueden identificarse en la figura 1.9. A continuación se hace

una descripción detallada de los instrumentos de ASIM.

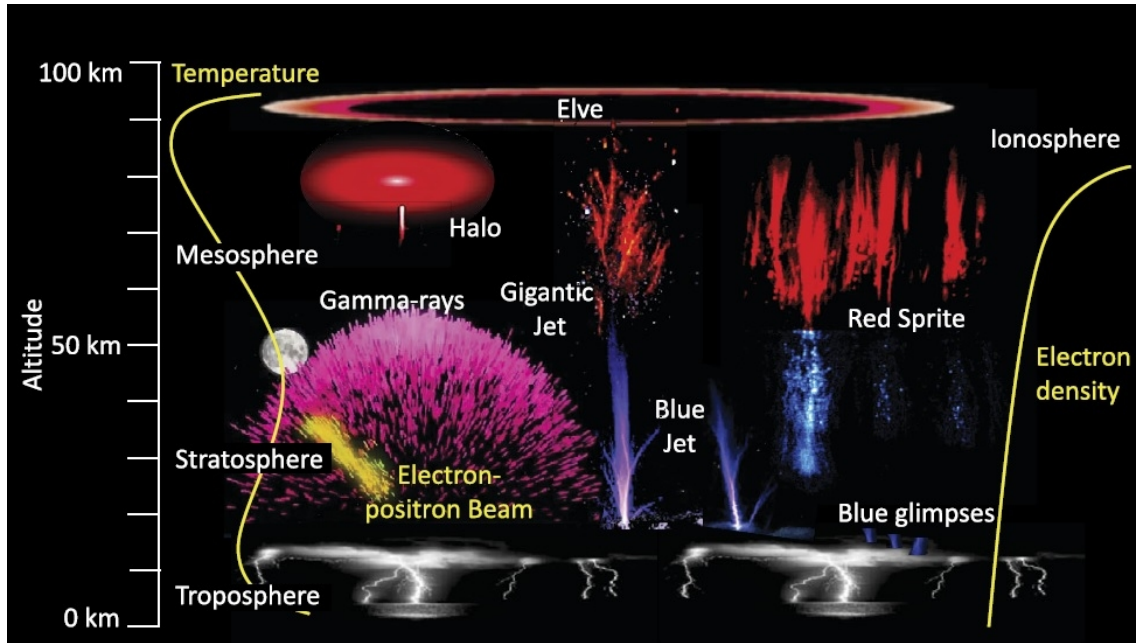


Figura 1.9: Eventos en la alta atmósfera producido por las tormentas eléctricas y los rayos. En general se muestra la gran variedad de TLEs conocidos a la fecha y una simulación de emisiones gamma terrestres. Imagen tomada de Neubert et al. (2019)

## MXGS

El *Modular X- and Gamma-ray Sensor (MXGS)* es un arreglo de *imaging* y espectroscopios para el estudio de rayos X y gamma desde el espacio. MXGS está conformado por tres instrumentos, dos de ellos dedicados a la caracterización del espectro de radiación X y gamma y un tercero para la deducción del *imaging* mediante una máscara codificada.

Los dos primeros instrumentos se componen de dos fotómetros, uno de ellos de cristales de *Cadmium-Zinc-Telluride (CZT)* para la absorción de bajas energías catalogado como *Low Energy Detector (LED)* sensible a fotones entre 15 keV y 400 keV. El segundo fotómetro es el *High Energy Detector (HED)* compuesto por 12 detectores de *Bismuth-Germanium-Oxide (BGO)* sensible a fotones con energías entre 200 keV y 20 MeV. Cada HED cuenta con un fotomultiplicador. De esta manera la combinación de los dos detectores permitirán el análisis de fotones con energías entre 15 keV y 20 MeV. El área de cobertura de *LED* y *HED* es de 1.024 m<sup>2</sup> y 0.9 m<sup>2</sup> respectivamente.

Enfrente del instrumento LED se localiza la máscara codificada diseñada para realizar *imaging* a partir de las fuentes de emisión del TGF. La máscara permite el flujo de fotones

en su parte exterior con energías inferiores a 400 keV. Hacia su interior, electrones con energías inferiores a 200 keV y fotones hasta 15 keV podrán ingresar al detector de la máscara para realizar el respectivo reconocimiento espectral que le permitirá reconstruir la dirección y localización de las fuentes del TGFs mediante el producto *imaging*. Una mayor descripción de MXGS puede consultarse en (Østgaard et al., 2019; Skogseide et al., 2012; Budtz-Jørgensen et al., 2009). La Figura 1.10 muestra el arreglo completo de todos los instrumentos que componen del módulo *MXGS*.

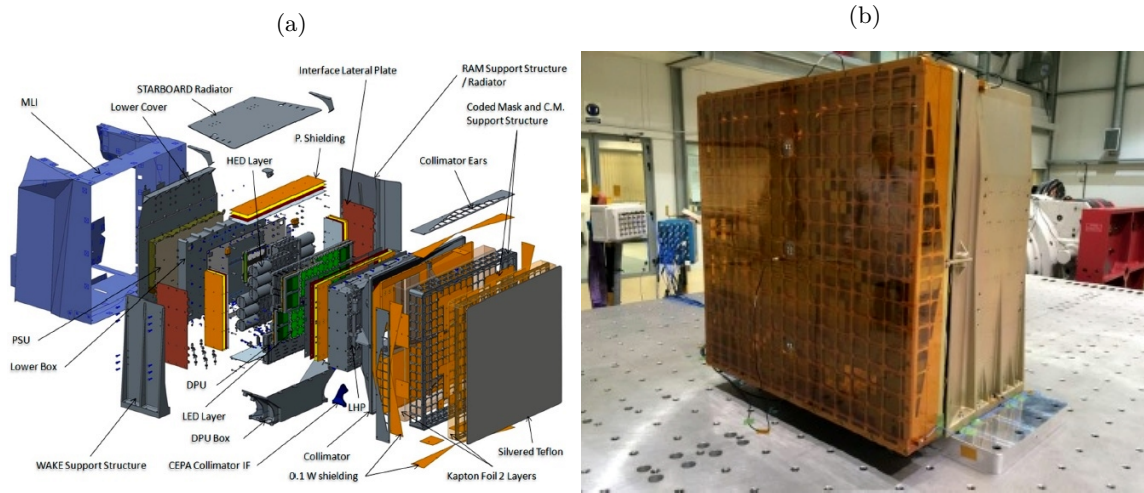


Figura 1.10: Modular X- and Gamma-ray Sensor (MXGS) misión ASIM. En a) se muestra el esquema del módulo MXGS y en b) su ensamble final. Imágenes adaptadas de Østgaard et al. (2019).

## MMIA

El instrumento *Modular Multispectral Imaging Array (MMIA)* es una arreglo de tres fotómetros y dos cámaras con diferentes rangos y sensibilidad. Cada fotómetro proporciona por separado una resolución temporal de 150 kHz. Los tres fotómetros cubren tres diferentes rangos de onda. Dos de ellos diseñados para la medición de radiación ultravioleta (*UV*) en la banda 180-230 nm (nitrógeno); el segundo fotómetro también reporta radiación UV pero en la banda de 337 nm de longitud de onda. El último fotómetro está diseñado para cubrir la banda de OI(777.4 nm), empleado para el análisis de la densidad de plasma en fuertes emisiones producidas por rayos. Este juego de fotómetros permitirá reconstruir eventos asociados con TLEs, además, dado el amplio espectro de bandas cualquier TLE se espera que no sea contaminado por fuertes emisiones de luz de actividad intranube. En

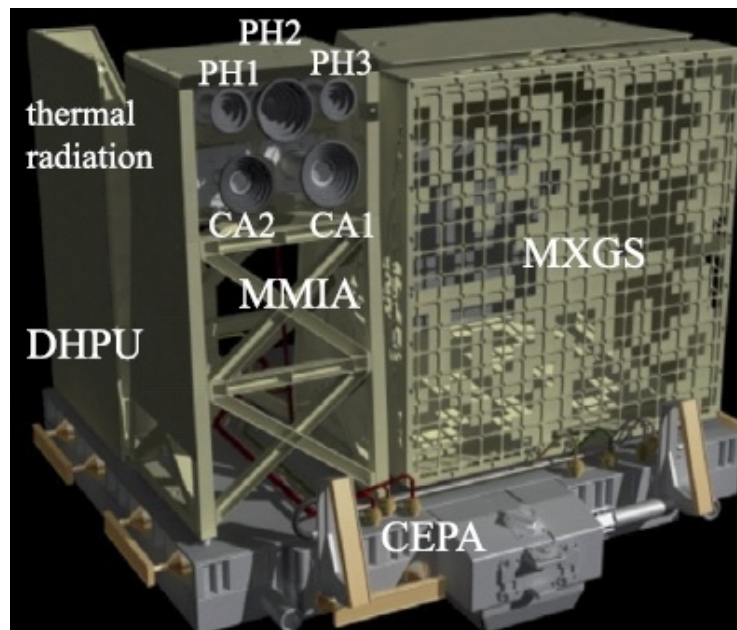
cuanto al arreglo de cámaras, las dos cuentan con resoluciones de 1 M-pixel (1024x1024), resolución espacial de 400 m y capturas hasta 12 *frames/seconds*. Se espera que con este arreglo de fotómetros y cámaras se pueda caracterizar con gran detalle aquellos TLEs en la banda azul, como lo son *blue jets*, *blue glimpses* y *probablemente los gigantic jets*. Uno de los principales retos tecnológicos de MMIA es la detección simultánea de TLEs bajo la presencia de descargas intranube. Más información del módulo *MMIA* puede ser consultada en (Neubert et al., 2019; Østgaard et al., 2019). La figura 1.11 muestra el esquema de los instrumentos MMIA y MXGS y el módulo ASIM en la ISS.

## 1.4. Producción de TGFs

Los mecanismos exactos para la producción de TGFs siguen siendo motivo de investigación. Diversos escenarios han sido planteados y parten de la teoría del *runaway electron* introducida por Wilson (1925). Actualmente se asume que los TGFs se deben a procesos de interacción de partículas en el ambiente aceleradas por campos eléctricos durante tormentas. En el caso de electrones relativistas (electrones que se desplazan a velocidades cercanas que la velocidad de la luz), las pérdidas por ionización durante colisiones inelásticas se cuantifican menores que 1 MeV y superiores cuando se trata de radiación *bremsstrahlung* (Dwyer and Babich, 2011). Para de TGFs, se conoce que asocian energías de fotones del orden de decenas de MeV según mediciones (Smith et al., 2005; Marisaldi et al., 2014; Grefenstette et al., 2009). Además, por simulación se ha estimado que para registrar un TGFs a 600 km de altura, se requeriría (dependiendo de la altura de inicio del TGF) un flujo de electrones relativistas entre  $1 \times 10^{16}$  y  $2 \times 10^{17}$  *runaway electrons* con energías superiores a 1 MeV. Es así como actualmente se asume que un TGFs son radiaciones *bremsstrahlung* a partir de electrones relativistas. Estos electrones relativistas pueden obedecer los mecanismos de *runaway electron*, mecanismos de avalancha de electrones de escape relativistas *Relativistic Runaway Electron Avalanche - RREA* (Gurevich et al., 1992), mecanismos de *Relativistic Feedback* (Dwyer, 2003) incluso procesos de *thermal runaway* (Moss et al., 2006). Todos estos mecanismo intentan describir el proceso físico precedente a un TGFs, pero a la fecha no hay evidencia que explique en completa concordancia las observaciones realizadas de TGFs. A continuación se hace una descripción de los mecanismos más aceptados de producción de TGFs.



(a)



(b)



Figura 1.11: En a) se muestra el wsquema de los instrumento MMIA y MXGS. Imagen adaptada de (Neubert et al., 2019). En b) una foto del módulo ASIM en la ISS.(Imagen obtenida del portal <https://asim.dk/>)

## Runaway electrons en tormentas

En su teoría de *runaway electrons*, Wilson (1924) planteaba que la fuerza ejercida por campos eléctricos durante tormentas son capaces de acelerar las cargas en el ambiente, de tal forma que vencen las energías de pérdidas, acelerándose y desplazándose *runaway*. En general, se cree que la radiación X y gamma se deben a mecanismos *bremsstrahlung* debido a electrones energéticos *runaway* que son acelerados bajo la influencia de un campo eléctrico de tormenta en la atmósfera (Dwyer et al., 2012). Experimentalmente, las primeras evidencias de procesos altamente energéticos durante tormentas eléctricas fueron reportados por Parks et al. (1981); McCarthy and Parks (1985). En estos estudios emisiones de rayos-X con energías hasta 12 keV fueron registrados y argumentados como radiación *bremsstrahlung* emitida mediante electrones altamente energéticos y acelerados por procesos *runaway*. Incrementar la energía de los electrones hasta *runaway* requiere entonces un campo eléctrico lo suficientemente elevado para vencer la fuerza de frenado. Se conoce que este campo eléctrico cambia según la altura proporcionalmente con la densidad atmosférica  $n$  (Marshall et al., 1995). A nivel del suelo dicho campo mínimo de ionización es  $\sim E_b = 2.18 \times 10^5 \text{ V/m} \times n$  (Cramer et al., 2014); y el mínimo (*runaway breakdown threshold*) para acelerar electrones hasta *runaway* es alrededor de  $E_{th} = 2.84 \times 10^5 \times n \text{ V/m}$  (Dwyer, 2003), es decir, un 30 % mayor que  $E_b$ . Estos valores están directamente relacionados con la energía cinética de los electrones y su fuerza de fricción tal como se presenta en la figura 1.12. La curva representada en esta figura corresponde a la fuerza de fricción (pérdidas) de los electrones en el aire respecto su energía cinética a nivel del mar. También se muestra el campo eléctrico necesario para vencer dicha fuerza de fricción (umbrales críticos representado por las líneas horizontales), logrando ionización e incluso *runaway*. En la misma figura se aprecia que un umbral de campo eléctrico que supere el límite  $E_{th}$ , podrá acelerar electrones con una energía cinética baja, suficiente para producir ionización y posiblemente ruptura en el aire o *breakdown*. En la misma figura se muestran diversos valores de campo eléctrico necesario para producir *breakdown* en diferentes procesos eléctricos como es el caso del crítico convencional  $E_{cb}$ , el umbral de propagación de *streamers* negativos  $E_{cr}^-$  y positivos  $E_{cr}^+$ . Allí mismo se aprecia que la máxima fuerza de fricción puede ser balanceada por un campo eléctrico  $\sim 26 \text{ MV/m}$  con una energía cinética cercana a  $\sim 100 \text{ eV}$ . Este último mecanismo de aceleración de electrones a bajas energías hasta alcanzar el estado de *runaway* es conocido como *thermal runaway electron* (Moss et al., 2006).



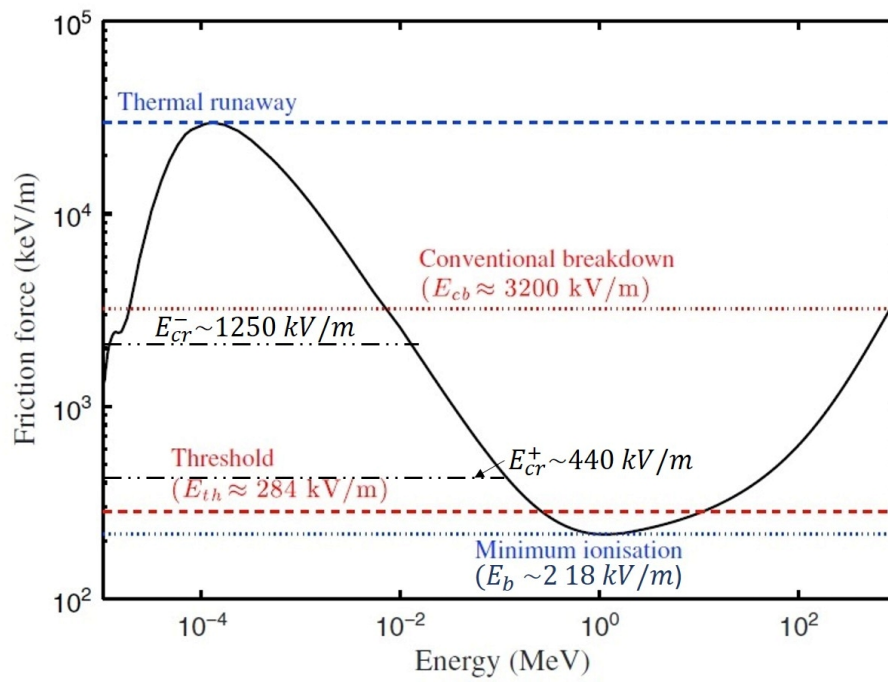


Figura 1.12: Fuerza de fricción experimentada por electrones en el aire en función de su energía cinética a nivel del mar (línea negra sólida). También se muestra los respectivos umbrales de campo eléctrico mínimo de ionización ( $E_b$ ), el crítico esperado para *runaway electron* ( $E_{th}$ ), campo crítico convencional ( $E_{cb}$ ) y los umbrales críticos para *streamers* negativos ( $E_{cr}^-$ ) y positivos ( $E_{cr}^+$ ). Imagen adaptada de (Skeltved et al., 2014).

## Relativistic Runaway Electron Avalanche RREA

Los resultados publicados por Parks et al. (1981); McCarthy and Parks (1985) en los que por primera vez se reportaban rayos-X durante actividad de tormentas eléctricas, se convertiría en uno de los más importantes flancos en investigación entorno a las altas energías de la electricidad atmosférica. Motivado por estas observaciones, Gurevich et al. (1992) alude que debería considerarse un mecanismo de avalancha que incremente la cantidad de electrones *runaway*. Es así como demostró que incluyendo la dispersión de Møller (*Møller scattering*), cada electrón semilla *seed electron* que ingrese a una región bajo un campo eléctrico elevado, podrá generar un proceso de avalancha y acelerar los electrones *runaway* y estos mismos electrones *runaway* producto de avalanchas, podrán crear procesos de multiplicación. De esta manera se introduce el mecanismo *Relativistic Runaway Electron Avalance (RREA)* como un proceso de electrones *runaway* en avalancha que produce grandes cantidades de ionización, rayos -X y gamma a través de interacciones *bremsstrahlung* con las partículas del aire (Gurevich et al., 1997). La forma en la cual podría representarse un proceso de avalancha de electrones relativistas se muestra en la figura 1.13(Dwyer et al., 2010). En esta imagen se simulan las trayectorias de electrones relativistas generadas durante un proceso de RREA asumiendo un campo eléctrico constante de 375 kV/m.

Muchos de los modelos para la producción de TGFs incluyendo procesos RREA se basan en simulaciones de Monte Carlo. Los primeros resultados de estas simulaciones fueron introducidos por (Lehtinen, 2000), quienes calcularon las propagaciones de electrones energéticos bajos procesos de avalanchas e inmersos en campos eléctricos y magnéticos incluyendo energías de pérdidas. Posteriormente, se destacan los trabajos introducidos por (Dwyer, 2003; Dwyer and Smith, 2005) quienes encontraron que el umbral crítico necesario para RREA es  $E_{th} \sim 2.84 \times 10^5 \text{ V/m} \times n$ .

Otros estudios complementarios realizados entre 2001 y 2005 por (Babich et al., 2001, 2005) ajustaron el modelo de Mote Carlo para incluir diferentes tipos de dispersión, entre ellos *Compton scattering*. Estudios más recientes han planteado diversos escenarios de interacciones y producción *bremsstrahlung* mediante propagaciones subsecuentes de fotones incluyendo absorción fotoeléctrica, dispersión *Compton* también la incorporación y propagación de positrones (Celestin and Pasko, 2010; Skeltved et al., 2014; Cramer et al., 2014; Köhn and Ebert, 2015; Sarria et al., 2018). Todos estos estudios se han enfocado en la producción de electrones *runaway* utilizando esencialmente mecanismos RREA para la

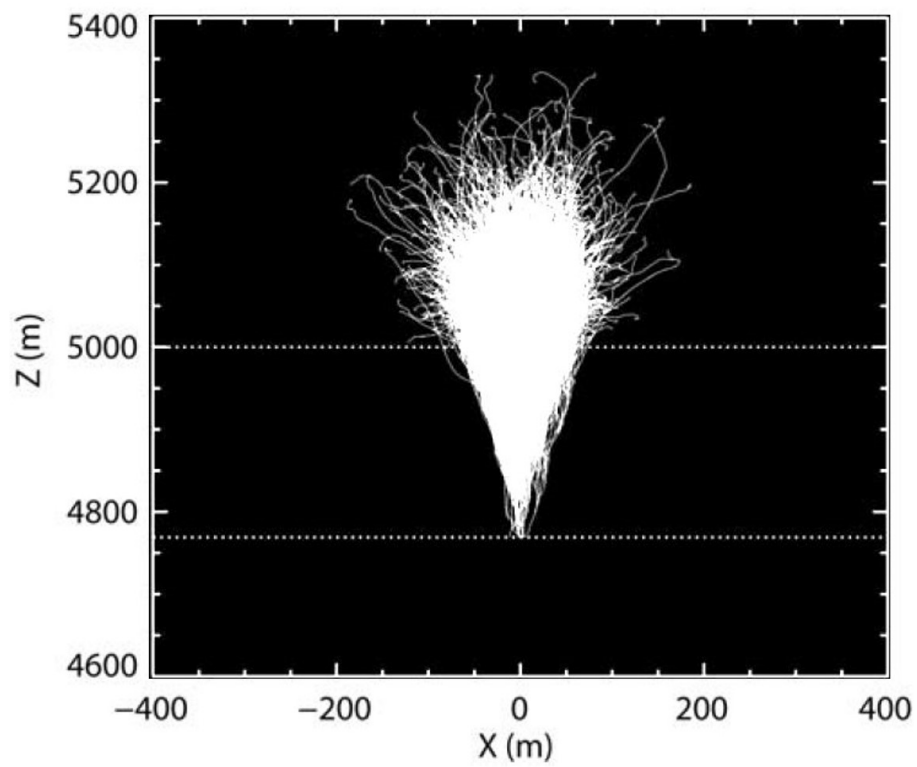


Figura 1.13: Trayectorias de electrones *runaway* por procesos de avalancha RREA. Simulación de Monte Carlo para 10 electrones semilla bajo la influencia de un campo eléctrico de 375 kV/m. Imagen adaptada de (Dwyer et al., 2010).

simulación de escenarios de propagación y producción de TGFs.

Una de las formas más prácticas para describir las características de *runaway breakdown* es mediante la estimación de la longitud de la avalancha de electrones  $\lambda$ . Dwyer (2003) emplea la fórmula empírica:

$$\lambda = 7200kV \times (E - 275kV/m)^{-1} \quad (1.1)$$

donde  $E$  es la intensidad de campo eléctrico incidente en el proceso de avalancha. El número de electrones *runaway* durante el mecanismo RREA es estimado mediante la expresión (Coleman and Dwyer, 2006).

$$N_{RREA} = \exp\left(\frac{E - 276kV/m}{7300kV}\right) \times L \quad (1.2)$$

donde  $L$  representa la longitud total del dominio donde se induce la avalancha de electrones;  $E$  representa la intensidad del campo eléctrico incidente.

En general diversas comparaciones de los modelos citados previamente han mostrado un alto grado de correlación. Dwyer et al. (2012) hace una recopilación de estos modelos mediante la comparación de las longitudes de avalanchas  $\lambda$  para diferentes valores de campo eléctrico tal como se muestra en la figura 1.14.

## Relativistic Feedback

En el mismo estudio presentado por Dwyer (2003), introdujo el concepto de *Relativistic Feedback*, en el cual al incluir positrones (anti-partícula del electrón) y fotones altamente energéticos ambos producto de avalanchas (*RREA*), generarían un estado de retroalimentación de rayos gamma (*gamma-ray feedback*). Esta retroalimentación se daría cuando electrones o positrones provenientes de avalanchas se depositarían al inicio de nuevas avalanchas, plantándose como partículas semilla que retroalimentan nuevos procesos de avalanchas tal como se muestra en la figura 1.15 Si bien los mecanismos previamente descritos intentan recrear las condiciones de *runaway* como fuente de TGFs, aún no se precisan con detalle el proceso exacto de origen. Los aportes en detección de rayos-X (los cuales energéticamente son los más próximos a los TGFs), muestran que las tormentas y en particular los rayos podrían generar campos eléctricos lo suficientemente elevados para acelerar electrones hasta *runaway*. Recientemente resultado de mediciones (Arabshahi et al., 2015) y experimentos en laboratorio (Kochkin et al., 2012; March and Montanyà, 2011; Montanyà et al., 2015) han demostrado la presencia de rayos-X durante descargas.

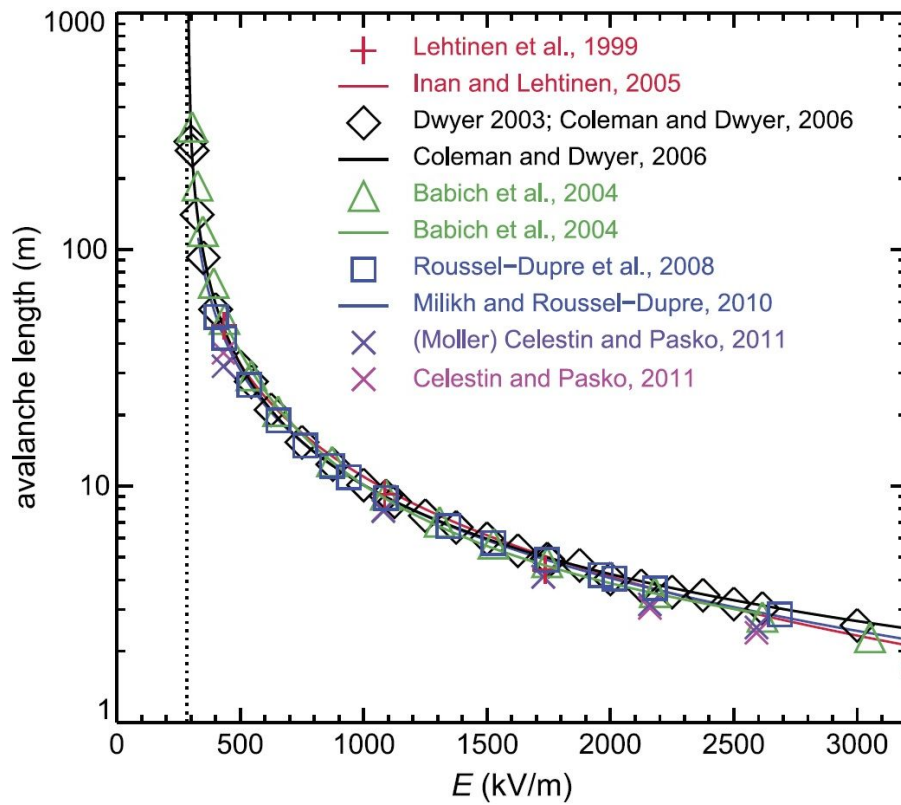


Figura 1.14: Longitud de avalancha del mecanismo RREA para diferentes intensidades de campo eléctrico según autores allí citados. La línea punteada representa el umbral crítico de avalancha introducido por Dwyer (2003). Imagen adaptada de (Dwyer et al., 2012).

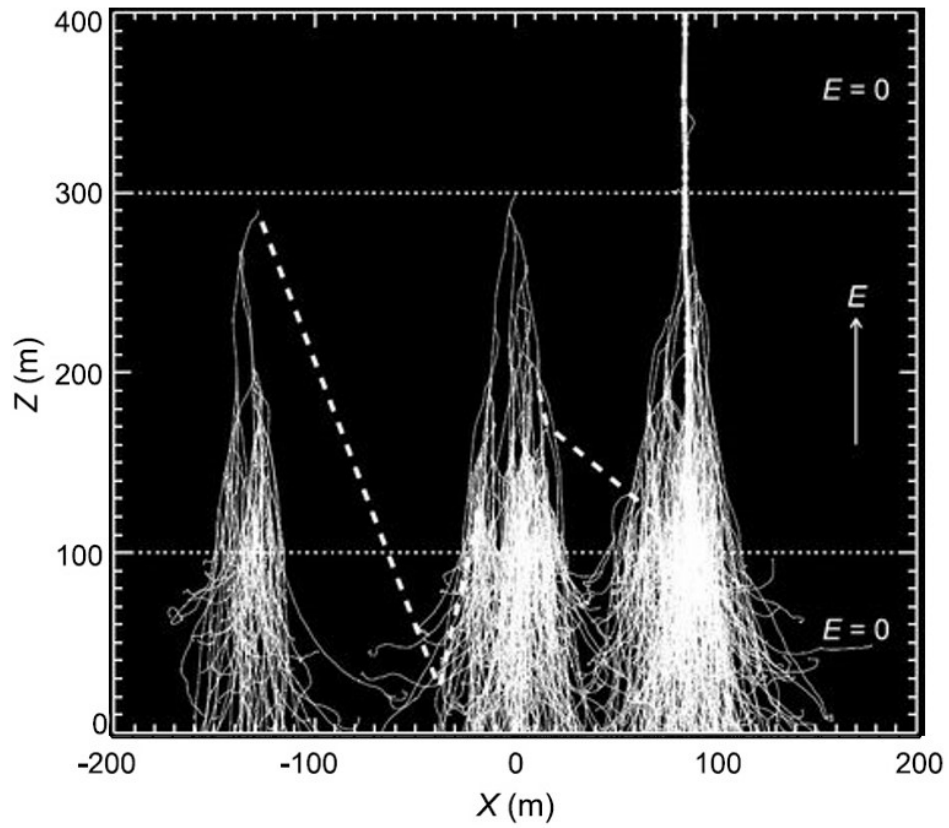


Figura 1.15: Mecanismo de *relativistic feedback*. Las líneas continuas representan las trayectorias de electrones *runaway* y los trazos punteados positrones. Imagen adaptada de (Dwyer, 2003).

También se ha demostrado la ocurrencia de radiación gamma durante rayos iniciados de forma artificial (*triggering lightning*) (Dwyer et al., 2004). Se presume entonces que los TGFs podrían compartir los mismos mecanismos asociados con la producción de rayos-X, aunque el reto actual es desvelar el proceso eléctrico del rayo que pueda dar origen a la radiación gamma. Es así como mecanismos de encendidos de descargas eléctricas, procesos de propagación incluyendo altura de líderes de rayos y configuraciones de las estructuras eléctricas durante tormentas deberán jugar un rol especial para la generación de TGFs. A continuación se describen algunos de los aportes realizados a la fecha para el entendimiento de la producción de TGFs y su relación con los procesos eléctricos de rayos y tormentas.

#### 1.4.1. Rayos y TGFs

Desde las primeras detecciones de TGFs, la actividad de tormentas y los rayos fueron los primeros candidatos como fuente de radiación gamma proveniente de la tierra. Los primeros estudios en correlacionar TGFs con rayos en emisiones *radio atmospheric (spherical)* (frecuencias *Extreme Low Frequency (ELF)* < kHz y *Very Low Frequency (VLF)* 3-30 kHz) fueron publicados por Inan et al. (1996). En este estudio emisiones de rayos a tierra de polaridad positiva resultaron coincidentes con TGFs reportados por *BATSE* con holguras de tiempo  $\sim +/ - 1$  ms. A partir de allí, otros investigadores seguían reportando coincidencias temporales con rayos a tierra pero se evidenció que las diferencias temporales aumentaban hasta  $\sim -3/+1$  ms (Cummer et al., 2005). El hecho de reportar estas diferencias de tiempo entre TGFs y *strokes* no permitía concluir con certeza que las descarga a tierra garantizará la producción del TGF, además, muchos eventos de TGFs no pudieron ser relacionados con *strokes*. De los catálogos más recientes de detección de TGFs desde FERMI y su relación con descargas a tierra muestran diferencias temporales similares,  $\sim 3.5$  ms (Roberts et al., 2018).

A partir de allí diferentes escenarios fueron considerados mediante modelos enfocados a estimar las alturas de inicio de los TGFs en concordancia con las mediciones desde el espacio. En esta dirección Dwyer and Smith (2005) a partir de los espectros de luz reportados por *RHESSI* y modelos de simulación de procesos RREA, estimaría como altura de inicio de TGFs regiones entre 15-21 km. Para cumplir dicha condición deberían existir caídas de potencial de  $\sim 600$  MV y campos eléctricos  $\sim 400$  kV/m. Otros modelos (Carlson et al., 2008; Østgaard et al., 2008) han incluido características de absorción de partículas en la alta atmósfera y han estimado alturas de emisión de TGFs entre 21 y

30 kV/m. Alguno de estos resultados se muestran en la figura 1.16, la cual corresponde a diferentes espectros de energía esperada por *bremsstrahlung* de electrones relativistas y su respectiva altura de emisión. También se compara los resultados de simulación con los *counts* registrados por RHESSI. De esta figura se aprecia que la curva de mejor ajuste con los datos de RHESSI corresponde a procesos iniciados a 21 km de altura.

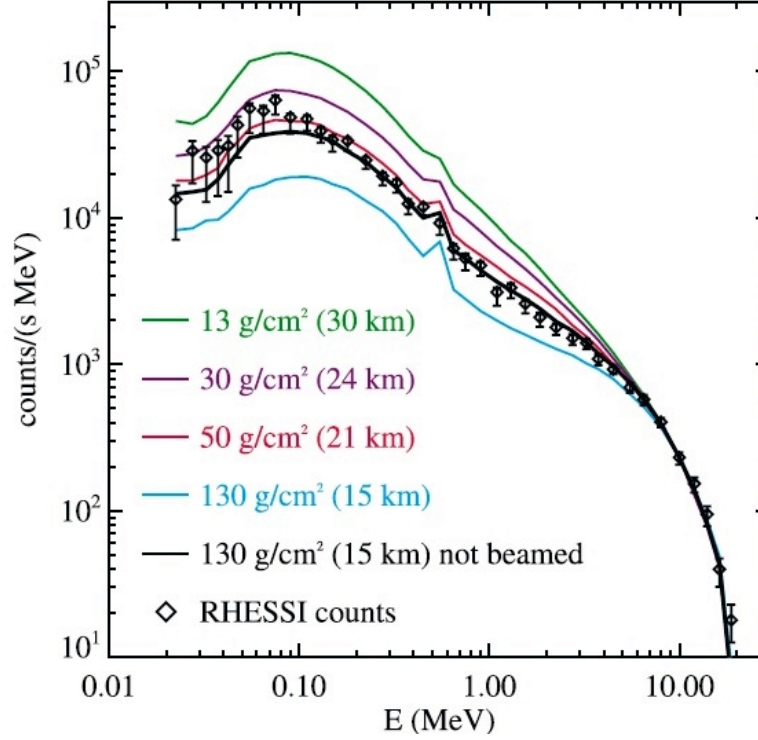


Figura 1.16: Espectro de energías obtenidos a partir de simulaciones de procesos RREA y comparación con mediciones de RHESSI (línea negra). Imagen tomada de (Dwyer and Smith, 2005).

Con estos aportes nuevas hipótesis surgen y atribuyen los procesos eléctricos de rayos intranube como mejores candidatos para la producción de TGFs. De la misma manera el conocimiento entorno a los mecanismos de ionización y descargas en gases impulsaría análisis detallados de los modelos de líderes de rayos y su interacción con la alta atmósfera, especialmente como fuente de producción de electrones relativistas capaces producir TGFs. En general algunos conceptos de líderes de rayos y estructuras eléctricas de tormentas enfocados a la generación de TGFs se abordan en las siguientes secciones.

#### 1.4.2. Líderes de rayos y TGFs

Los líderes de rayos son canales de plasma conductivos con temperaturas  $> 5000$  K, inician entre regiones de carga en nubes electrificadas, crecen y se propagan de forma bi-direccional ramificándose y conservando la carga neta nula (Kasemir, 1983; Montanyà



et al., 2015; Krehbiel et al., 2008). Los gradientes de potencial en los extremo del líder y el medio donde se propagan, incrementan la densidad de electrones, aumentando su energía cinética e iniciando procesos térmicos de ionización a temperaturas diferentes mediante avalanchas de electrones o *streamers*, los cuales a su vez aumentan la conductividad en regiones frente al líder (*streamer zone*) permitiendo que se desplacen (Bazelyan and Raker, 2004). Su potencial se asume constante a lo largo del canal y podría ser aproximado mediante el cálculo del potencial inducido por las cargas de la nube (Mazur et al., 1995). Se esperaría entonces que bajo condiciones considerables de desbalances de carga eléctrica, el líder podría alcanzar grandes potenciales (Krehbiel et al., 2008) incluso propagarse en alturas elevadas.

Gracias al avance en los sistemas de detección de rayos, hoy en día se cuenta con redes especializados de alta resolución de muestreo que permiten caracterizar en gran detalle procesos eléctricos asociados con tormentas eléctricas. Uno de estos sistemas es el *Lightning Mapping Array (LMA)*, el cual ha permitido caracterizar en gran detalle variables asociadas a líderes de rayos como también morfologías típicas de estructuras eléctricas de tormentas (Thomas et al., 2001; Rison et al., 1999; Krehbiel et al., 2008).

Empleando las mediciones del LMA es posible la caracterización de los líderes de rayos, ya que permite identificar sus polaridades, velocidades de propagación, alturas de inicio al igual que sus límites espaciales e incluso la deducción de configuraciones de estructuras eléctricas durante celdas de tormentas. Algunos ejemplos de caracterización de líderes rayos empleando sistemas LMA pueden ser consultados en Van Der Velde and Montanyà (2013). En dicho estudio se analizan las características de asimetrías de desplazamiento entre líderes negativos (los cuales se desplazan en regiones de carga positiva) y líderes positivos (que se propagan en regiones con carga negativa). La visualización típica de líderes observados con sistemas LMA se muestra en la figura 1.17. En esta imagen se representa una descarga intranube de dos niveles (bi-level), con líderes negativos y positivos propagándose en regiones de carga con polaridad opuesta. El panel superior muestra la propagación de la descarga en altura y tiempo. A su vez, el panel izquierdo representa una vista de planta (X-Y) de la misma descarga. Los dos paneles derechos corresponden a secciones o cortes transversales en función de la coordenada X e Y respectivamente. En la imagen, la trayectoria de ambos líderes aproximan en gran medida la morfología y la configuración eléctrica de las región de carga tal como se muestra en el panel inferior derecho. Allí una distribución bi-polar con regiones positivas y negativas  $\sim 8 - 11 \text{ km}$  y

$\sim 3 - 5 \text{ km}$  respectivamente son deducidas. En el mismo estudio velocidades típicas de líderes negativos  $\sim 10^5 \text{ ms}^{-1}$ , de igual polaridad pero mucho más rápidos  $\sim 5-8 \times 10^5 \text{ ms}^{-1}$  y líderes positivos  $\sim 2 \times 10^4 \text{ m s}^{-1}$  fueron identificadas.

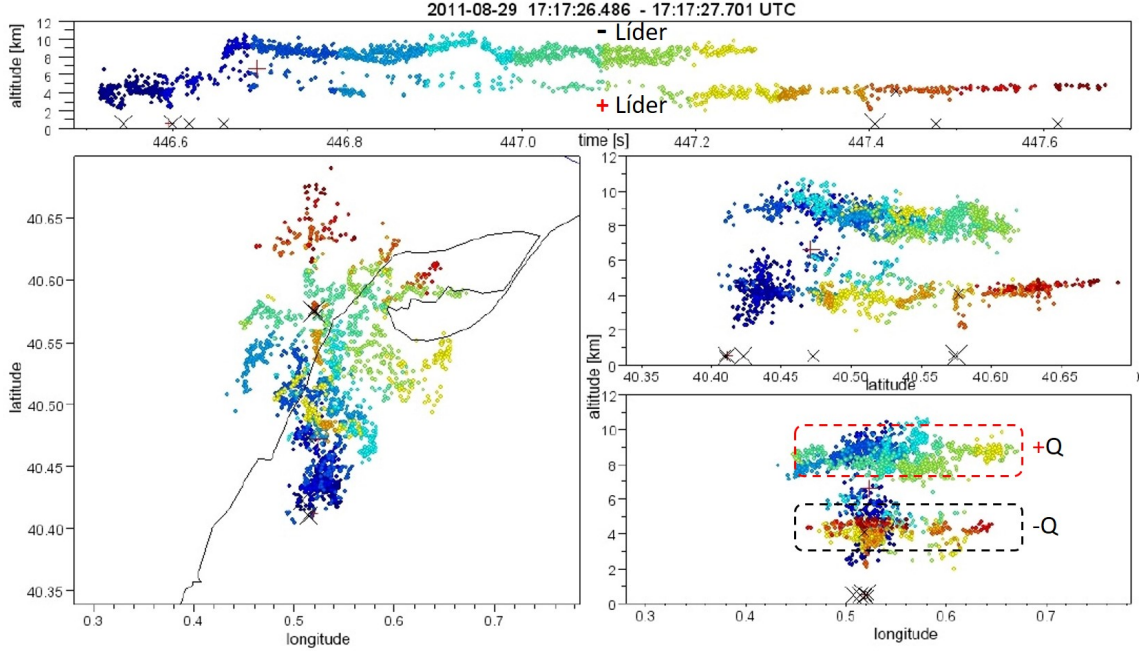


Figura 1.17: Ejemplo de una descarga IC detectada por el sistema LMA en España. Imagen tomada de (Van Der Velde and Montanyà, 2013).

Regresando al contexto de los TGFs, una vez se asume que los campos eléctricos en frente del líder podrían tener un rol fundamental en la producción de emisiones de alta energía, los procesos de *streamers* y de líderes son asociados en la producción y multiplicación de electrones *runaway*. Primero, se plantea que los electrones semilla para producir *runaway* pueden ser proporcionados por la *streamer zone* tal como lo describe Moss et al. (2006). En este estudio se consideraron modelos de líderes negativos cuyo campo eléctrico de *streamer zone* se estimó en  $\sim 10E_k$  (umbral de campo eléctrico convencional de *breakdown* en el aire), el cual era capaz de generar densidades de electrones con energías  $\sim 2 - 8 \text{ keV}$ , suficientes para producir regímenes de *thermal runaway*. A partir de este estudio, otros investigadores se encaminarían en el análisis de los potenciales y campos eléctricos generados por procesos de *streamers* y en especial aquellos que puedan sobrepasar el campo eléctrico de ruptura convencional  $E_k$  hasta lograr *runaway*. Celestin and Pasko (2011); Celestin et al. (2012) estimaron que el campo eléctrico de la *streamer zone* podría presentar un comportamiento exponencial con energías de electrones  $\sim 100 \text{ keV}$ , lo suficiente para continuar propagándose y acelerar electrones, incluso hasta ganar ener-

gías del orden de  $MeV$  siempre y cuando se consideraran líderes con campos eléctricos al rededor  $\sim 1,5E_k$ . De los estudios de (Bazelyan and Raker, 2004) se establecieron los umbrales críticos para mantener proceso de *streamer* negativos  $E_{cr}^- \sim 12,5kV/cm$  y positivos  $E_{cr}^+ \sim 14,4kV/cm$ , los cuales se han sido adoptados en la gran mayoría de estudios relacionados con propagación de *streamers* y líderes (Celestin and Pasko, 2011; Celestin et al., 2012; Liu and Pasko, 2006; Iudin et al., 2017; Rioussset et al., 2007).

Adicionalmente, con los planteamientos descritos se consideraría entonces los potenciales y gradientes eléctricos durante la propagación de líderes de rayos como segundo escenario en los procesos de aceleración y producción de electrones *RREA*. En el mismo estudio de Moss et al. (2006), propuso que futuras aceleraciones de los electrones semilla podrían ser ejercidos por el campo eléctrico producido por el canal del líder, el cual podría distribuirse en mayor proporción espacial pero en menor magnitud que el campo ejercido por la *streamer zone*. Otros planteamientos entorno a líderes de rayos como fuente de TGFS fueron desarrollados por Williams et al. (2006). En este estudio sugeriría que los líderes de rayos negativos (+IC) en alturas elevadas  $\sim 12-16$  km (comunmente observados en regiones tropicales) serían los mejores candidatos para la producción de TGFS. Su hipótesis se basó en modelos de atenuación de radiación gamma, en la cual evidenció una mayor probabilidad de producción de fotones de alta energía que escapaban hacia el espacio y cuya fuente se originaban en la alta tropopausa  $\sim 15-16$  km por líderes ascendentes negativos de rayos intranube. Ese mismo año, mediciones de TGFS fueron relacionados con emisiones de líderes negativos (Stanley et al., 2006) en alturas  $\sim 14$  km. Posteriormente, Shao et al. (2010) correlacionaba nuevas mediciones de RHESSI con descargas positivas intranubes originadas en rangos  $\sim 10.5-14.1$  km. A partir de allí diversos estudios se vienen desarrollado entorno a los modelos de líderes de rayos capaces de iniciar procesos de multiplicación y aceleración de electrones *runaway* ((Celestin et al., 2012; Xu et al., 2012; Köhn et al., 2017; Köhn and Ebert, 2015)). Algunos ejemplos de campos y potenciales eléctricos obtenidos durante procesos de *streamers* y líderes de muestran en la figura 1.18. Allí campos eléctricos en escalas de MV/m pueden ser obtenidos durante modelos de propagación de *streamers-leader*

En este mismo contexto, Lu et al. (2010) publicaría la primera correlación de un TGF con mediciones derivadas de un LMA. En su estudio el TGFs fue reportado durante una descarga intranube producto de una distribución bipolar de carga eléctrica, cuyos centros positivo y negativo fueron estimados en 13 y 8.5 km de altura respectivamente. El TGF

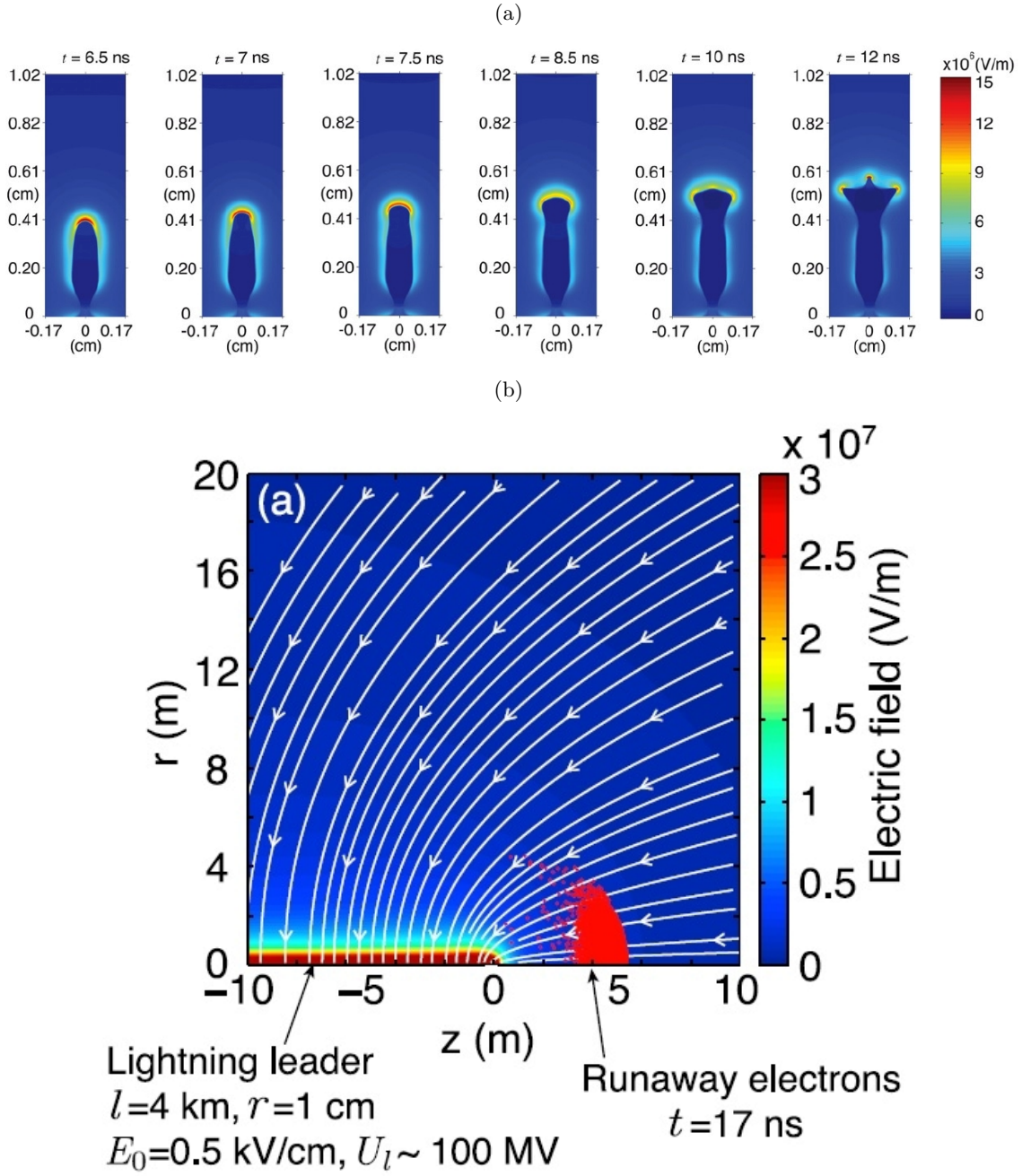


Figura 1.18: Ejemplo de simulaciones de modelos *streamers* y líderes de rayos. En a) se muestra la distribución de campo eléctrico durante la evolución de un *streamer* a nivel del mar. Tomado de (Liu and Pasko, 2006). En b) se muestra una distribución de campo eléctrico al rededor de un líder con potencial de 10 MV. Simulación de Mote Carlo para el análisis de RREA en la producción de electrones *runaway*. Tomado de (Xu et al., 2012).

detectado RHESSI ocurrió  $\sim 2$  ms después de la primera fuente registrada por el LMA a una altura de  $\sim 17$  km. Esta descarga fue relacionada con un líder negativo en alturas elevadas. En esta dirección, actualmente existen reportes de líderes negativos que logran escapar de la parte alta de la nube alcanzando grandes alturas  $\sim 20$ -25 km los cuales han sido grabados durante procesos de la descarga eléctrica más grande del planeta, los *gigantic jets* (Lu et al., 2011). La correlación más reciente entre sistemas LMA y TGFS ha sido reportadas por (Mailyan et al., 2018). En este caso un TGF detectado por FERMI coincide en la ventana temporal de un líder negativo, cuyas fuentes reportaron coincidencias temporales de  $\mu$ s a la detección del TGF y distribuidas  $\sim 12$  km. De este segundo caso es interesante observar que la descarga presentó una morfología sencilla, incluso similar a la reportada por Lu et al. (2010) sin ramificaciones extensas o configuraciones complejas. En este aspecto es muy pertinente analizar el trabajo recientemente publicado por Smith et al. (2018), en donde a partir de mediciones en tierra de radiación gamma y observaciones de líderes ascendentes desde torres, encontraron que solo uno de los dos líderes estudiados reportaba un flujo altamente energético, lo suficiente para ser indirectamente asociado a un TGF. De estos resultados sugieren que es posible que los campos eléctricos que encuentre el líder en su propagación puedan tener una mayor influencia en la producción de TGFS. Esta evidencia acota aún más la relación entre líderes de rayos y producción de altas energías, también sugiere un enfoque en la caracterización de las estructuras eléctricas de las tormentas y su interacción con líderes de rayos.

#### 1.4.3. Pulsos electromagnéticos severos y TGFS

A pesar que en la actualidad se desconocen muchos procesos físicos asociados con las descargas eléctricas, la inercia entorno al estudio de los procesos de origen del TGF han generado un gran interés por el análisis de los mecanismos de encendido de las descargas eléctricas que podrían involucrar procesos altamente energéticos. Algunas de las primeras hipótesis en esta dirección fueron introducidas por (Carlson et al., 2009), quienes a partir de modelos de simulación analizaron diferentes mecanismos de redistribución de carga eléctrica e incrementos de potenciales durante pulsos de corriente en cada propagación de líderes de rayos, de tal manera que podrían generar electrones semilla para procesos de multiplicación y aceleración de electrones hasta regímenes *runaway*. En este estudio se consideraron fotones gamma que pudieran ser reportados en tiempos  $< 1$  ms producto de cada *stepped leader* cuyas alturas típicas resultaron entre  $\sim 15$ -20 km. En aquella época ya

se iniciaba a reportar radiaciones altamente energéticas en bandas de *radio atmospheric (sferic)* generadas por procesos de líderes de rayos, las cuales fueron llamadas *Narrow Bipolar Events (NBE)* y *Compact Intracloud Discharges (CIDs)*(Smith et al., 1999). Este tipo de señales se caracterizan por ser pulsos de muy corta duración, en escalas de  $\mu$ s pero altamente energéticos con potencias de emisión que pueden llegar a ser 10 veces mayor que las emisiones típicas de rayos intranube. Más adelante se introducirían los *energetic in-cloud pulses (EIPs)* comparables en duración con los *NBE* y los *CIDs* y también asociados con líderes de rayos pero con características de ultra corriente,  $>$  a cientos de kA (Lyu et al., 2015). Por estas características transitorias y altamente energéticas, particularmente los *EIPs* se presumen que pueden tener una alta conexión con los TGFs, de hecho (Lyu et al., 2018) han reportado pulsos *EIPs* coincidencias temporales alrededor de  $\sim 80 \mu$ s con deportes de TGFs. Algunos ejemplo de señales típicas de EIPs en conjunto con curvas de luz *counts* de TGFs se muestran en la figura 1.19.

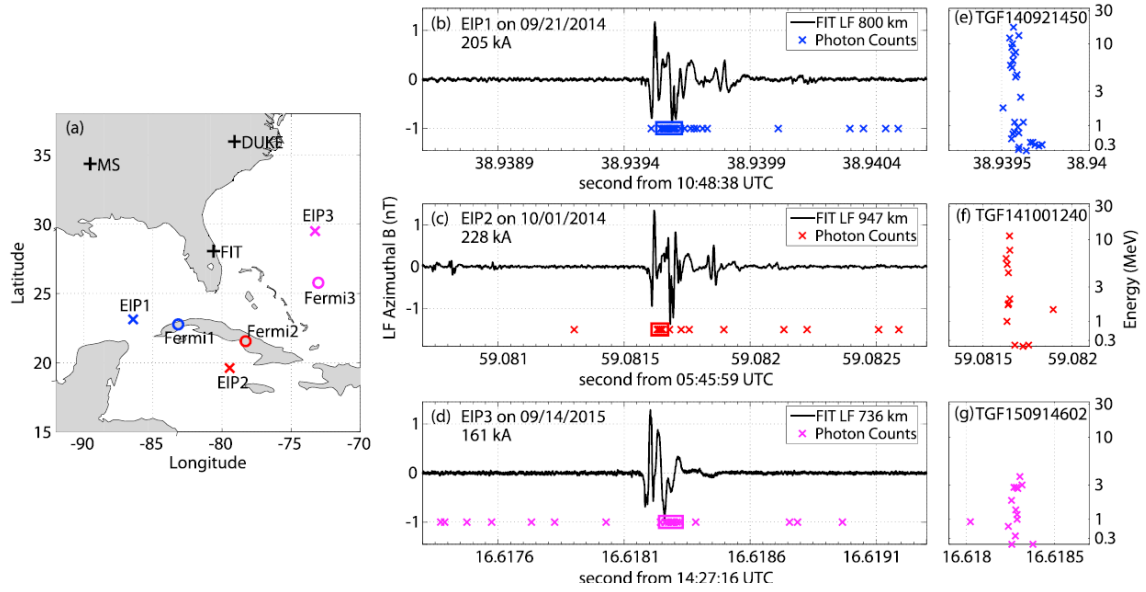


Figura 1.19: Localización de tres eventos de EIPs(cruces) y TGFs(círculos). En la misma imagen se muestra la señales conjuntas de los EIPs asociando su intensidad pico de corriente y el correspondiente espectro de energía del TGF reportado por FERMI para cada eventos. Imagen tomada de (Lyu et al., 2016).

Aunque de manera interesante los *EIPs* reportados han presentado uno de los mejores ajustes temporales con la detección de TGFs, estos son el resultado de procesos de líderes de rayos.

#### 1.4.4. Estructuras eléctricas de tormentas y TGFs

Aunque actualmente los mecanismos eléctricos y meteorológicos exactos de inicio de líderes de rayos al igual que su propagación no son ampliamente conocidos, muchos de los modelos y mediciones han permitido asociar la influencia de las estructuras eléctricas de tormentas en parámetros de inicio y propagación de líderes de rayos. Gracias a mediciones se ha caracterizado que los líderes de rayos inician en regiones cuasi neutrales formada por dipolos de carga, a través de los cuales bidireccionalmente se propagan depositando carga de polaridad opuesta (Mazur et al., 1995; Kasemir, 1983; Van Der Velde and Montanyà, 2013; Thomas et al., 2001). En otros escenarios pueden sobrepasar regiones superiores de carga, emergiendo de la tropopausa a alturas en la alta atmósfera (Lu et al., 2011; Krehbiel et al., 2008). El potencial que logra experimentar los líderes se suponen condicionados por la distribución de carga de la nube de tormenta, ya que se aproxima mediante el cálculo del potencial que anule por completo la carga neta inducida en el líder (Riousset et al., 2007; Mazur et al., 1995). Por lo anterior, se esperaría también que la interacción del líder en campos eléctricos típicos de tormentas deberán generar condiciones eléctricas muy particulares que podrían ser candidatos a la producción de TGFs Smith et al. (2018).

Como se introdujo en los numerales anteriores, mediciones de TGFs han podido ser reportados casi en simultaneidad con emisiones *sferics* y *VHF* durante procesos de líderes de rayos en alturas  $> 12$  km. Estas mediciones deben asociar entonces estructuras de carga eléctrica con alturas similares o bien sea líderes que escapan hasta alcanzar dichas alturas. A la fecha pocos TGFs han sido analizados en conjunto con estudios meteorológicos de tormentas, y en particular que hayan permitido una caracterización detallada de las estructuras de carga mediante uso de sistema de alta precisión como el sistema *LMA*. De estos reportes se destacan los estudios realizados por Lu et al. (2010), quienes lograron caracterizar una distribución de carga bipolar durante la detección de un TGF. En dicho estudio las regiones negativas y positivas se extendían entre  $\sim 7$ -10 km y  $\sim 11$ -15 km respectivamente. Por otro lado, a partir del estudio publicado por Mailyan et al. (2018), fuentes *VHF* de un líder ascendente negativo fue reportado con una diferencia de escala en  $\mu$ s a un TGF. Analizando estas emisiones se puede deducir una región de carga positiva entre  $\sim 10$ -15 km de altura. En el mismo año Lyu et al. (2018), reportó un evento de TGF con un alto sincronismo a las fuentes de líderes de rayos negativos, igualmente detectados con un sistema *LMA*. De este último estudio, una distribución eléctrica cuya región superior positiva puede deducirse entre  $\sim 12$ -15 km. De los estudio citados anteriormente

resulta interesante las alturas de las regiones de carga superior, las cuales logran llegar hasta 15 km. Alturas típicas de tormentas tropicales donde la producción de TGFs está esencialmente concentrada. Además, en estos reportes no se detalla con precisión las estructuras eléctricas durante la tormenta en general. En resumen, la figura 1.20 muestra los pocos reportes de fuentes de líderes de rayos derivadas de sistemas LMA y correlacionadas con TGFs a la fecha.

De esta manera se podría concluir que la morfología de las estructuras eléctricas de nubes de tormenta, la propagación de líderes de rayos y su interacción con las cargas juegan un rol holístico para el modelado y posiblemente entendimiento de los procesos más opcionales en la producción de TGFs. Se recomienda la lectura de (Rakov and Uman, 2003, pp 67-93) para una mayor descripción relacionada con estructuras de carga de tormentas eléctricas. En éstas últimas temáticas se desarrollaron los principales aportes de esta tesis.



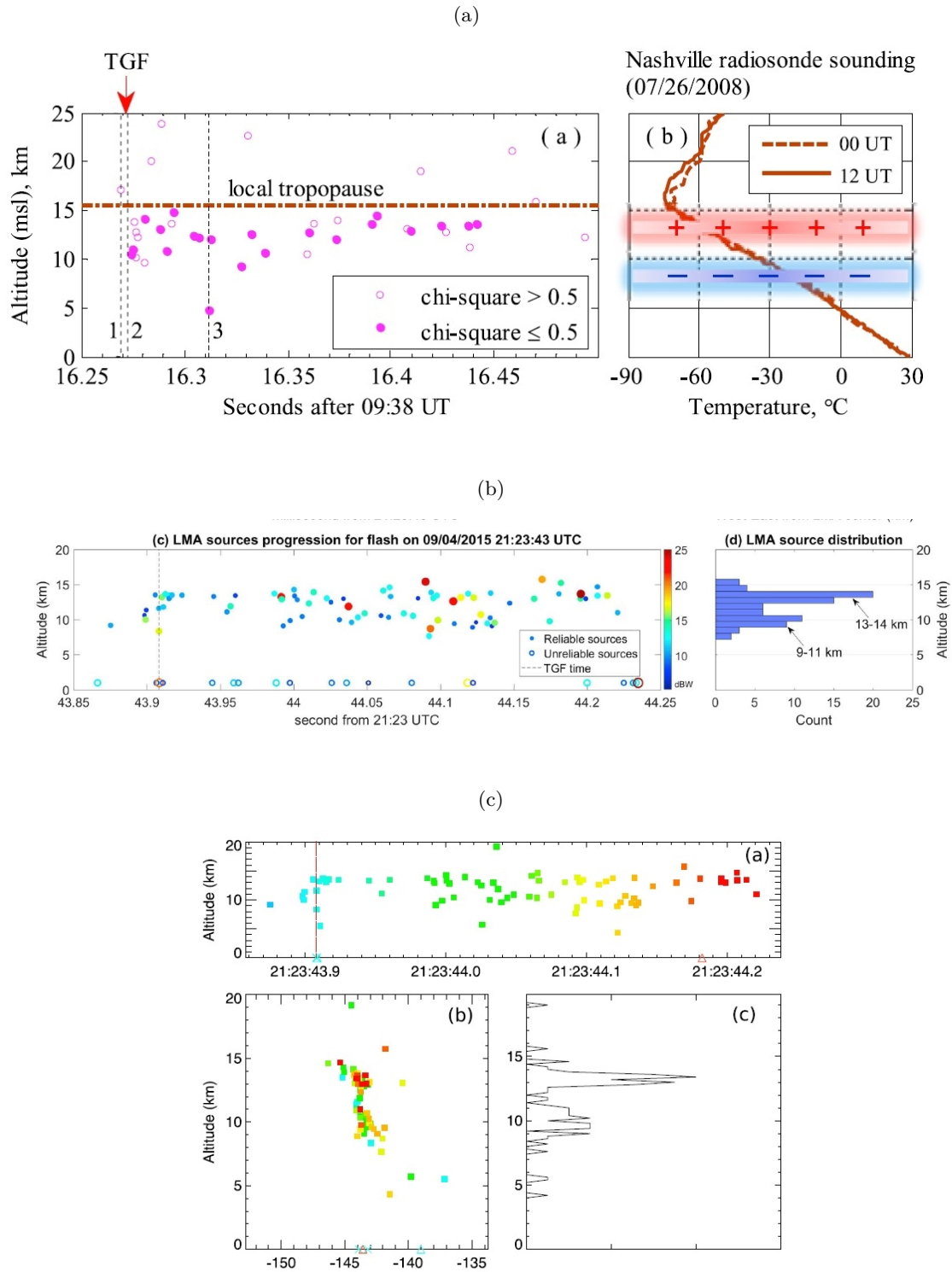


Figura 1.20: Líderes de rayos reportados por sistemas LMA y su correlación con TGFs. En a) se presenta la variación temporal de fuentes LMA y su respectiva distribución de carga eléctrica para el TGF analizado por Lu et al. (2010). b) Incluye la distribución de fuentes LMA e histograma de altura para el caso del TGF reportado por Lyu et al. (2018) y c) muestra la distribución altura-tiempo e histograma de fuentes LMA para el TGF reportado en Mailyan et al. (2018).



## 2

# Trabajo experimental

Gracias al avance tecnológico en los sistemas de detección y observación de rayos, actualmente es posible la caracterización detallada de fenómenos atmosféricos relacionados con tormentas eléctricas. Una de las características de estos sistemas es la alta precisión y capacidad de muestreo que permiten un alto grado de exploración. Entre estos sistemas se destaca el *Lightning Mapping Array (LMA)* el cual es un receptor de señales electromagnéticas relacionadas con rayos que funciona en rangos de muy alta frecuencia (*VHF*). Gracias al LMA es posible caracterizar procesos de líderes de rayos al reconstruir sus trayectorias, identificar sus alturas de emisión, velocidades de propagación al igual que sus polaridades. Derivada de las características de propagación de líderes es posible la deducción de estructuras eléctricas de celdas de tormentas. Por otro lado, la implementación de sistemas de observación altamente especializados como cámaras sensibles, de alta definición y alta velocidad han aportado aún más en la caracterización y entendimiento de eventos visibles durante la actividad de tormentas, como rayos y los recientemente descubiertos fenómenos en la alta atmósfera *TLEs*. Aunque este conjunto de sistemas evidentemente aportan en el entendimiento de los fenómenos de origen atmosférico, actualmente su implementación se concentra en latitudes medias y altas, poca investigación empleando estos sistemas se viene realizando en regiones tropicales en donde paradójicamente se concentra la mayor actividad de rayos del planeta (Williams, 2005).

Los resultados del trabajo experimental desarrollados durante esta investigación primero, involucró la instalación de una red de sensores *LMA*; segundo, la instalación de dos estaciones de observación de tormentas y fenómenos en la alta atmósfera relacionados con *TLEs* mediante cámaras sensibles y de alta velocidad; tercero, la puesta en marcha de un

sistema integrado de medición de campo eléctrico, señales de microondas y medición de rayos-X y por último, la realización de campañas de observación y medición de tormentas en diferentes regiones de Colombia. Este capítulo a parte de la descripción del trabajo experimental desarrollado, directamente resalta el esfuerzo en la puesta en marcha, gestión, administración y operación continua de todo el despliegue tecnológico de instrumentos para el estudio de tormentas y fenómenos en la alta atmósfera. Este conjunto de actividades a su vez hacen parte del soporte desde tierra a la misión *ASIM* de la cual el grupo *Lightning Research Group* participa. La caracterización que se logre con esta información experimental serán pioneros y de gran valor científico, pues se trata de los primeros resultados con este tipo de tecnología implementados en tormentas tropicales.

## 2.1. Colombia Lightning Mapping Array-COLLMA

En el marco que se desarrolla esta investigación se realizó la instalación del primer sistema *LMA* en latitudes tropicales  $< 11^\circ$  caso Colombia (COLLMA). COLLMA inicia su operación en el año 2015 en la región caribe, al rededor de la ciudad de Santa Marta con seis antenas receptoras *VHF* en rangos de frecuencia entre 60 – 66 MHz. Las líneas bases entre sensores fueron entre 8 y 18 km, con una cobertura aproximada de 80 km de radio desde el centro de la red. La región de cobertura se caracterizó por presentar un contraste orográfico y meteorológico cambiante, pues cubrió parte de la montaña costera más alta del mundo (con una altura máxima de 5600 metros sobre el nivel del mar), la ciénaga más grande del país y una región del mar caribe tal como se muestra en la figura 2.1. COLLMA operó en esta región hasta mediados del año 2018, antes de ser reubicada en el centro del país, y permitió recolectar información de aproximadamente seis temporadas de tormentas.

Cada estación se compone de un juego de antenas de radio *omnidirectional* tipo *ground plate* sintonizadas para un ancho de banda de 6 MHz entre 60-66 MHz. El sistema cuenta con una fase de amplificación de la señal a 20 dB, dos etapas de filtro tipo *band pass*, en la salida de la antena y en la entrada del sistema de adquisición de datos. A nivel de software las estaciones registran cada 80  $\mu$ s el valor pico de emisiones que superen el umbral permitido con su respectivo tiempo absoluto vía GPS. La resolución temporal de adquisición del sistema es 50 ns empleando un digitalizador a 20 MHz. Mediante la técnica de *TOA*, el LMA puede reconstruir tridimensionalmente una descarga eléctrica

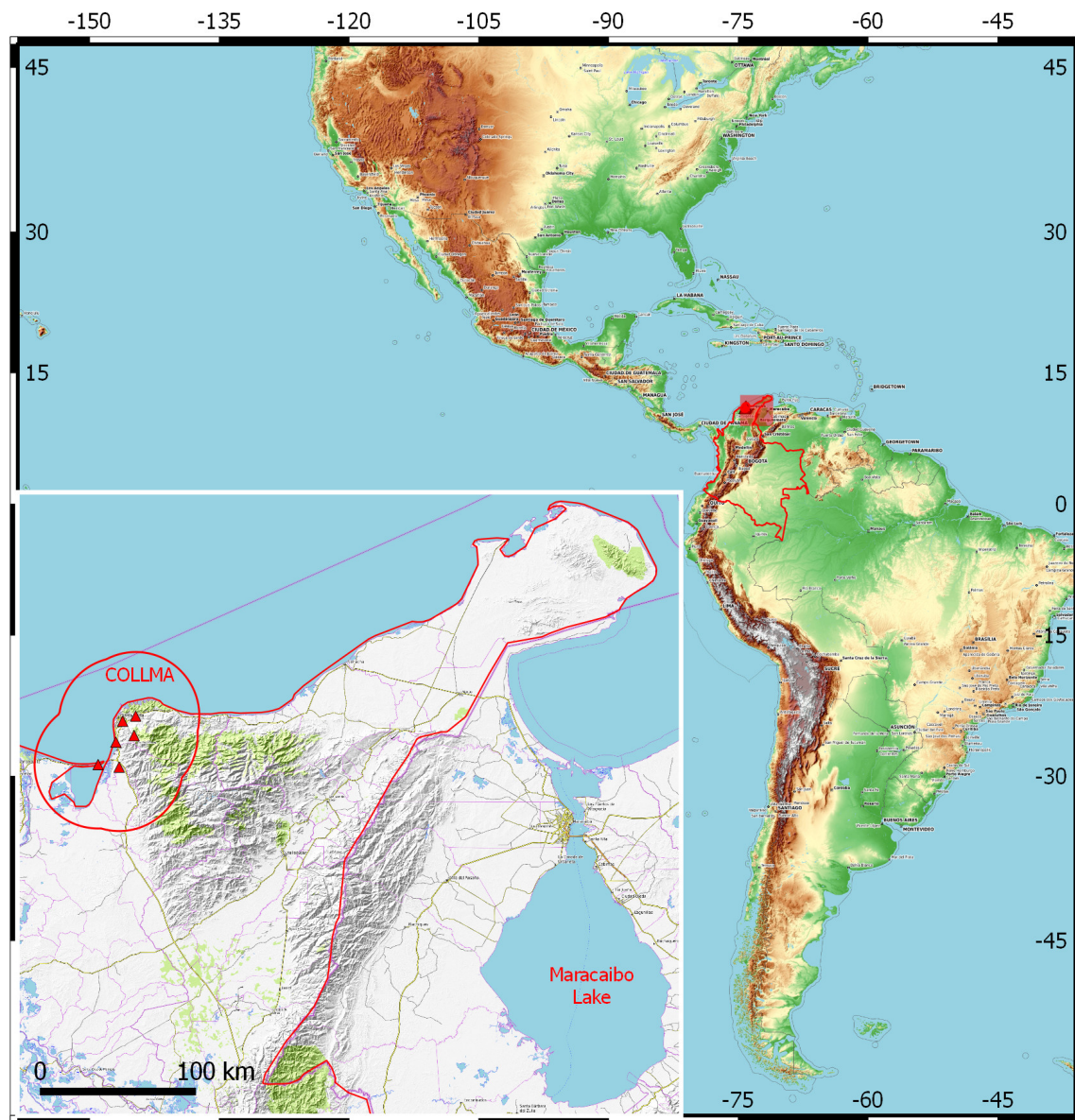


Figura 2.1: Ubicación geográfica de Colombia y localización del sistema COLLMA. Cada estación se representa por los triángulos de color rojo.

hasta con un máximo de 10000 fuentes por segundo con errores RMS de localización vertical y horizontal aproximados en 100 y 50 metros respectivamente. A nivel operacional cada estación cuenta con un sistema auxiliar de energía mediante baterías y comunicación vía módem para su gestión remota. La figura 2.2 muestra el diagrama simplificado de los elementos típicos que componen un LMA. Mayor información puede consultarse en (Rison et al., 1999; Thomas et al., 2001).

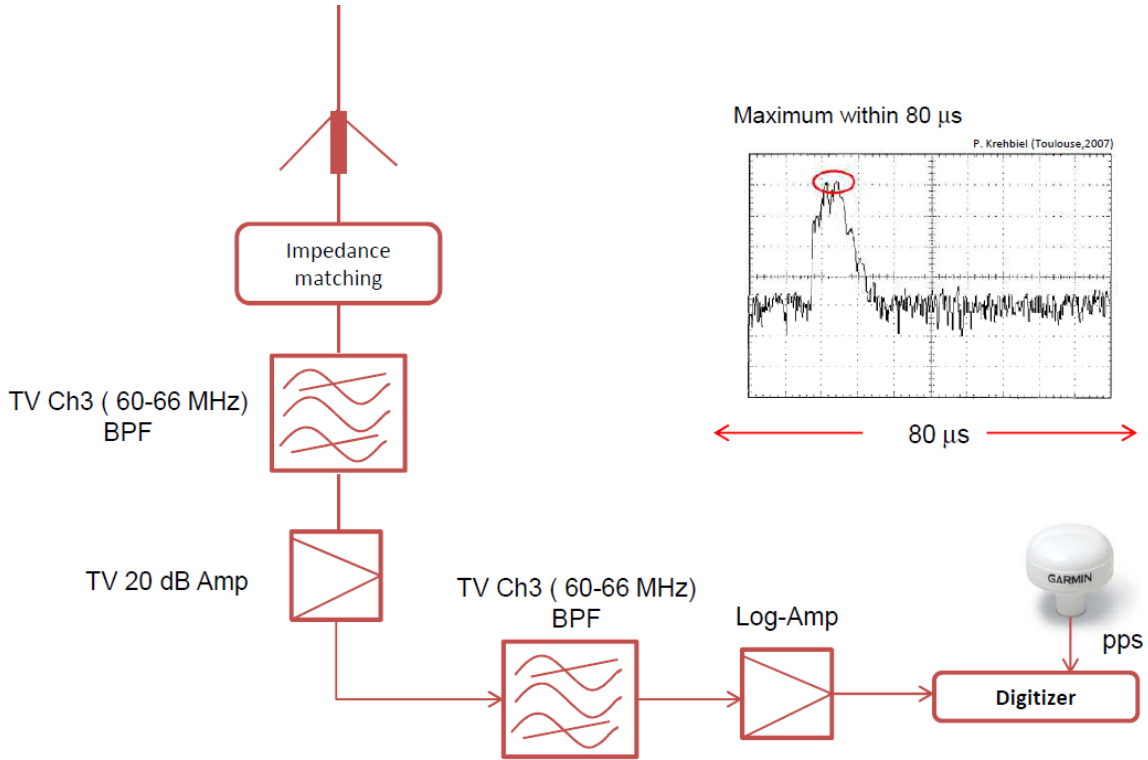


Figura 2.2: Diagrama simplificado y componentes fundamentales del sistema LMA.

A mediados del año 2018 se decide reubicar la red *COLLMA* en uno de los sitios de mayor actividad de rayos en Colombia, el valle del Magdalena medio, cuya densidad de rayos a tierra *GFD* se estima entre  $\sim 30\text{-}40$  rayos  $\text{km}^2\text{año}^{-1}$  (Aranguren et al., 2017). Esta región se localiza en el centro-occidente de Colombia alrededor de la ciudad de Barranbermenta, con coordenadas  $\sim 7^\circ\text{N}$  y  $73^\circ\text{W}$ . Una de las primeras tormenta detectada por el COLLMA en el Magdalena Medio se muestra en la figura 2.3. Esta imagen corresponde a 10 minutos de actividad de rayos fraccionada en múltiples paneles espacio-tiempo. El panel superior representa la variación en altura versus tiempo de las descargas (grupo de puntos verticales), a su vez el panel izquierdo muestra la distribución geográfica de los rayos en vista de planta y los paneles derechos asemejan cortes transversales mediante cortes de planos en altura versus latitud y longitud de forma independiente. Cada color

indican la variación en altura de las descargas.

Estos diez minutos de información muestran una celda de tormenta aislada con líderes de rayos en un rango de altura entre 3 km y máximas de  $\sim 15$  km, indicando un elevado desarrollo vertical de la tormenta. En cuanto a la actividad total, se reportaron aproximadamente 123 descargas con una tasa promedio de 10 rayos por minuto. Análisis de altura de las fuentes (no mostrado), reportaron centros de carga en  $\sim 5.5$ , 8 y 12 km que corresponde a una estructura de carga tripolar. Este tipo de información nos permite explorar en detalle diversos procesos físicos de líderes de rayos al igual que el estudio de la estructura de carga, morfología y evolución durante el ciclo de vida. Este tipo de caracterización entre otros representan algunos de los aportes abordados en esta tesis.

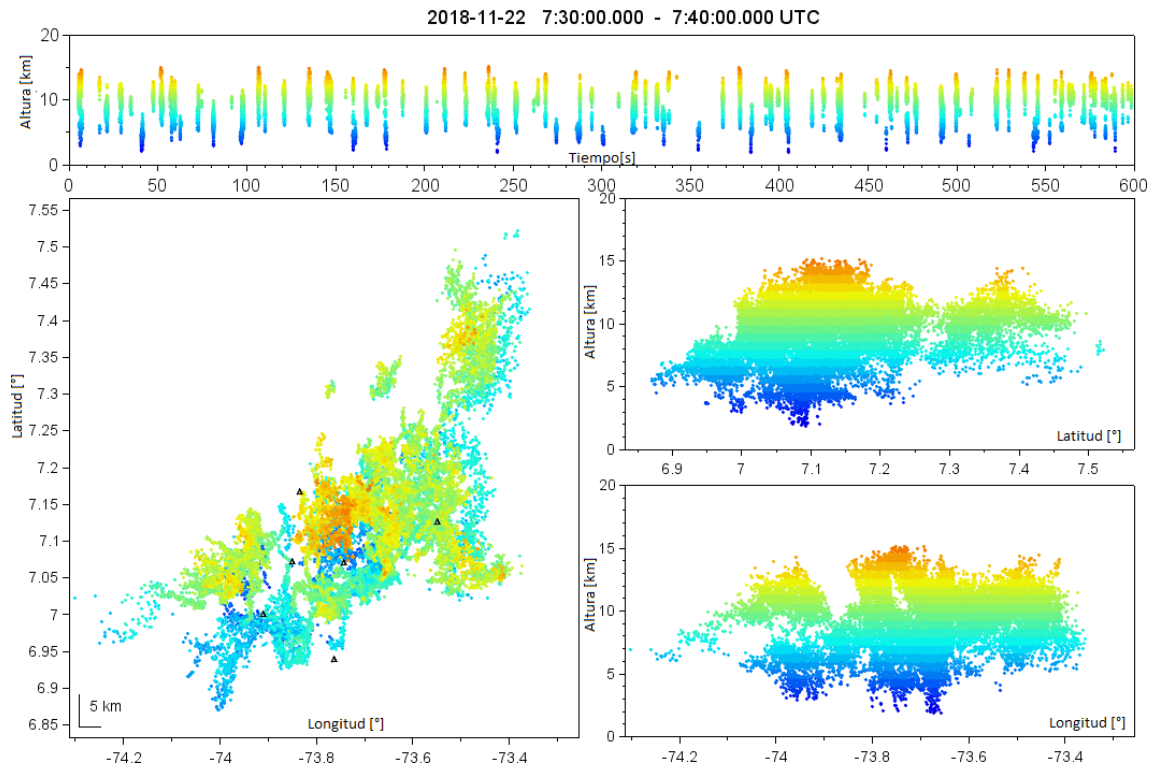


Figura 2.3: Diez minutos de una tormenta registrada por COLLMA en el Magdalena Medio. Los colores representan la altura de emisión de cada fuente. A su vez, los triángulos en el panel izquierdo corresponden a cada estación LMA.

## 2.2. Detección de alta energía, microondas y campo eléctrico

Con el objetivo de aportar una mayor información de tormentas en el trópico durante la misión *ASIM*, al igual que su análisis y caracterización, se diseñó y se puso en marcha

por primera vez un sistema integral de detección de alta energía, incluyendo mediciones de microonda y señales de campo eléctrico digitalizadas simultáneamente e incluyendo estampa de tiempo absoluto vía GPS.

Las detecciones de rayos-X se realizan mediante un centellador de cristales de yoduro de sodio NaI(Tl) acoplado a un fotomultiplicador (*PMT*) que convierte fotones incidentes en fotoelectrones con energías  $\sim < 600$  keV. Para el caso de señales de microondas se utiliza una antena *omnidirectional* sintonizada en un rango de frecuencia entre  $\sim 5.7$  y  $5.8$  GHz. Para este sistema dos etapas de filtrado y de amplificación fueron requeridas. Dado los pocos *dB* de ganancia del sistema receptor de microonda, emisiones de rayos muy cercanos  $\sim < 500m$  podrán ser caracterizados. Por último, las medidas de campo eléctrico se realizan mediante una antena de platos cuya ganancia permite registrar campos electrostáticos hasta  $\sim 20kV/m$  durante una ventana de tiempo hasta 1 segundo, lo que permite observar avances de líderes de rayos en un rango no mayor a 10 km. Las señales de campo eléctrico son utilizadas a su vez como *trigger* del sistema.

Finalmente, todas las señales se digitalizan simultáneamente a  $\sim 4 MS/s$  y se sincronizan en tiempo con precisión de  $\sim 10$  milisegundos. Un diagrama simplificado de este sistema, al igual que los instrumentos desarrollados y un ejemplo de un evento simultáneo se muestra en la figura 2.4.

### 2.3. Laboratorio de observación de tormentas y TLEs en Colombia

Adicional a las actividades descritas previamente, se puso en marcha dos laboratorios de observación de rayos y TLEs en la costa norte de Colombia. El primero de ellos se instaló en la ciudad de Santa Marta bajo cooperación con la Universidad del Magdalena. Esta estación tuvo dos fases de desarrollo y mejora, entre 2016-2017 y 2018 - actual. Desde su puesta en marcha se utilizaron cámaras monocromáticas altamente sensibles *Watec* con sistema de auto iris, ganancia ajustable y enfoque manual. La estación cuenta con un arreglo de rotores que facilitan la ubicación del *target* de la cámara en elevación y horizontal. A la fecha, se cuenta con 3 años de información de eventos luminosos.

La segunda estación de observación se instaló en el año 2008 en la ciudad de Barranquilla gracias a convenio suscrito entre la UPC y la Universidad del norte. Este sistema es uno de los más especializado, ya que se compone de un arreglo con cámaras sensibles, de



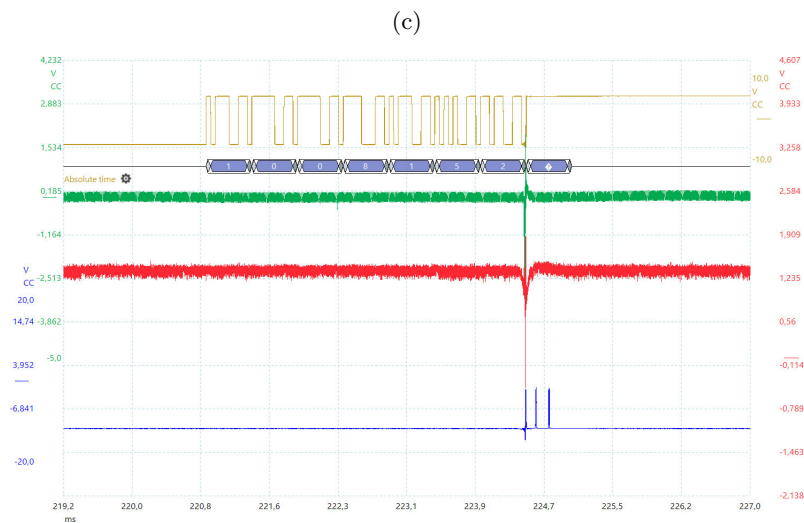
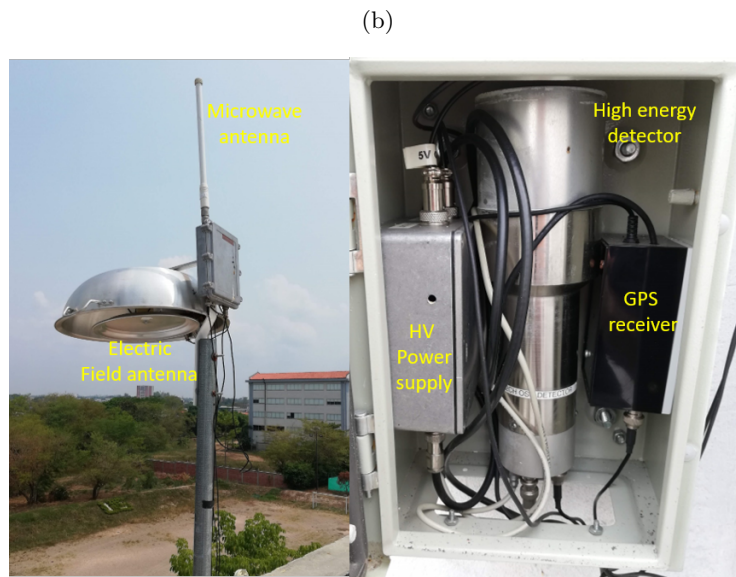
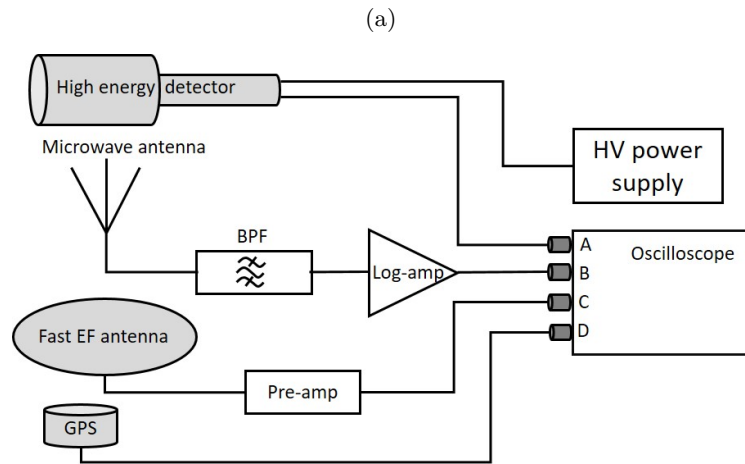


Figura 2.4: Sistema integral de alta energía, microondas y campo eléctrico. En a) se muestra el diagrama simplificado del sistema, b) la instalación física de los instrumentos y c) un ejemplo ejemplo de detección conjunta durante un rayo a tierra. Señal de campo eléctrico en azul, rayos-X en verde, microondas en rojo y tiempo absoluto(HH-MM-SS-ms).

alta velocidad e intensificadores de imagen. En general, las detecciones en alta velocidad son realizadas mediante una cámara Phantom V7.3 que permite obtener hasta  $\sim 5000$  imágenes por segundo, con un sistema de *buffer* circular de memoria que permite almacenar hasta un máximo de  $\sim 8$  eventos simultáneos. Dependiendo de la segmentación de memoria, cientos de milisegundos de *pre-trigger* y *post-trigger* pueden ser ajustados. La cámara rápida está acoplada mediante una lente de 50 mm y foco f/1,8 con un intensificador de imagen que permite observar eventos luminosos en un alcance de  $\sim 400$  km de distancia. Todo el arreglo funciona con un sistema de auto *trigger* iniciado por capturas monocromáticas de cámaras altamente sensibles tipo *Watec*. La figura 2.5 muestra el arreglo de las dos estaciones de observación de TLEs operativas en Colombia.

## 2.4. Campañas de observación de TLEs en Colombia

Gracias a los resultados obtenidos de la primera fase de observación de TLEs en la ciudad de Santa Marta (2016-2017), se decide la realización de campañas experimentales con equipos más especializados. Es así como durante los años 2017 y 2018 se inicia un despliegue tecnológico con cámaras sensibles, de alta definición, alta velocidad e intensificadores de imagen para la observación de TLEs en Colombia. El reto experimental se centró en la detección por primera vez de *gigantic jets* (*GJs*) en alta velocidad.

Durante la campaña en el año 2017 se empleó un arreglo compuesto por una cámara rápida Vision Research Phantom Miro 3, un intensificador de imagen GEN III, arreglos de lentes de 28 mm y 85 mm. El *trigger* del sistema fue automático y a partir de la detección en alta definición de evento luminoso empleando una cámara de alta definición monocromática Point Grey Grasshopper USB 3.0. Este sistema fue configurado para obtener un máximo de 900 imágenes por segundo en alta velocidad.

En la segunda campaña del año 2018 se realizaron múltiples observaciones desde diferentes sitios en Colombia, en montaña y a nivel del mar desde la costa norte de Colombia en las ciudades de Santa Marta, Barranquilla y Cartagena. En esta campaña se emplearon simultáneamente los dos arreglos de observación que se se muestran en la figura 2.6. Durante las dos campañas realizadas en 4 meses aproximadamente, al menos 12 *gigantic jets* fueron grabados con cámaras sensibles y de alta definición, de los cuales 5 de ellos satisfactoriamente y por primera vez fueron capturados en alta velocidad. Los resultados de ambas campañas de observación de TLEs en Colombia están en proceso de publicación.

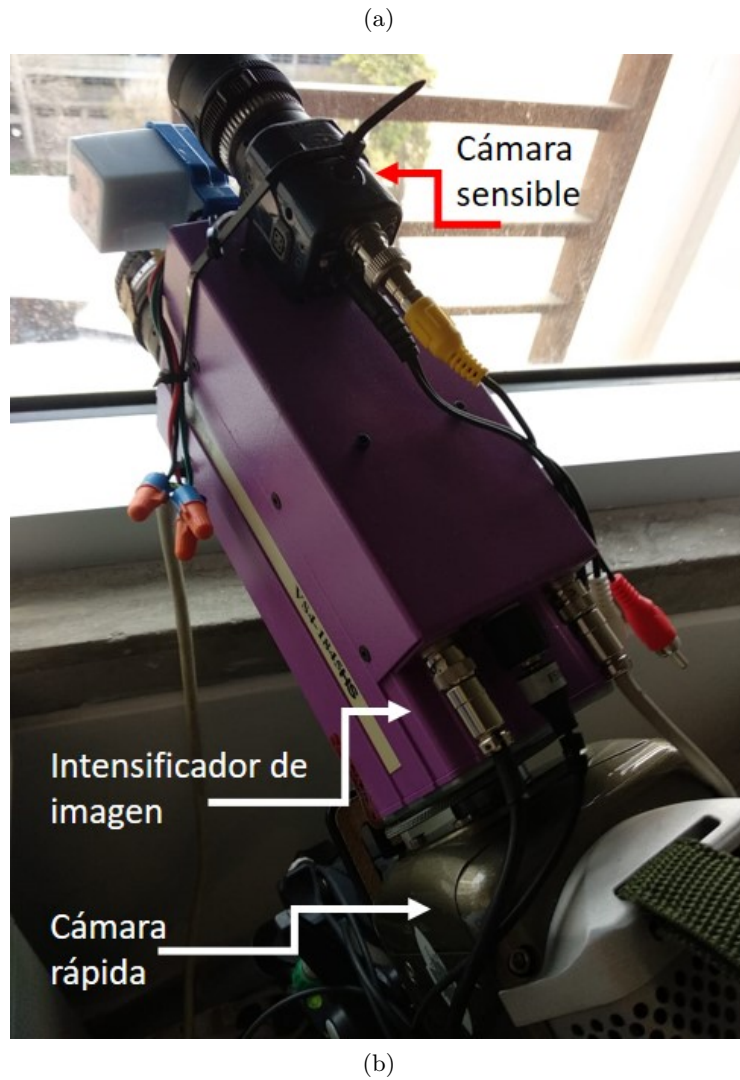


Figura 2.5: Sistemas de observación de rayos y TLEs instalados en Colombia. En a) se muestra la estación con cámaras de alta velocidad e intensificadores de imagen instalada en Barranquilla, y en b) el sistema con cámaras sensibles que opera en la ciudad de Santa Marta.



Figura 2.6: Componentes del sistema de observación utilizados durante las campañas en Colombia año 2017-2018.

Resumiendo este capítulo, durante el desarrollo de esta tesis se diseñó y se puso en marcha 4 laboratorios experimentales para la detección de eventos relacionados con tormentas y rayos en Colombia, compuestos por:

- Una red de alta precisión *LMA* para la detección de rayos en la ciudad de Barrancabermeja.
- Un sistema integral para la medición de rayos-X, microonda y campo eléctrico en la ciudad de Barrancabermeja.
- Una estación de observación de TLEs y rayos con cámaras sensibles en la ciudad de Santa Marta.
- Una estación especializada de observación de TLEs con cámaras rápidas en la ciudad de Barranquilla.

Adicional a los sistemas mencionados, actualmente se encuentra en fase de instalación una nueva estación de observación de TLEs en la localidad de Berlín-Tona Santander, con el objetivo de capturar eventos desde el *cloud tops* y simultáneos con el LMA. Por último, se encuentra en fase de instalación una estación de medida LF en la ciudad de Manizales. Toda la infraestructura de medición de eventos asociados con tormentas y rayos instalado durante el desarrollo de esta investigación se muestra en la figura 2.7. Algunas de las observaciones realizadas se adicionan en los anexos de este documento.



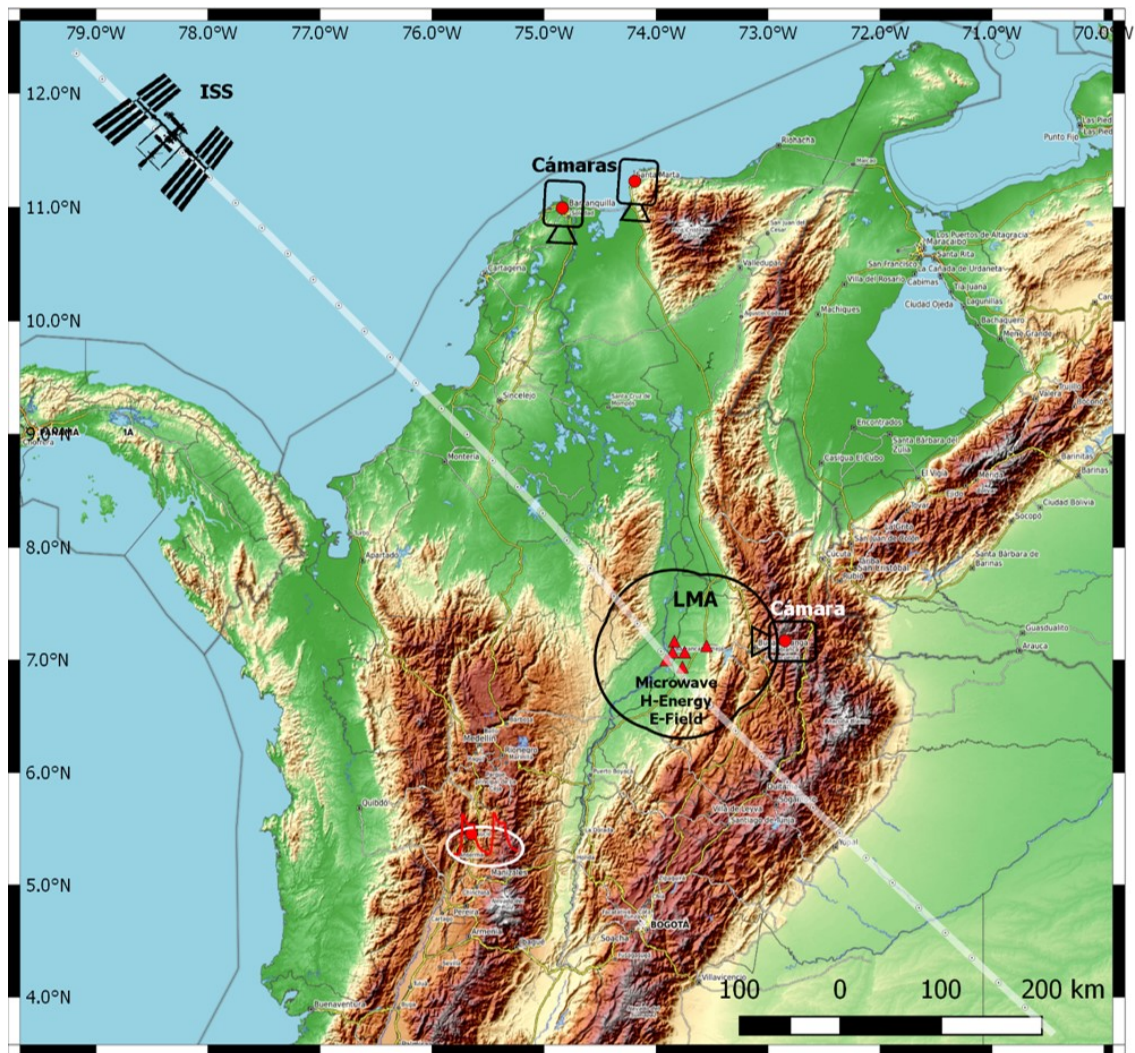


Figura 2.7: Sistemas de observación y detección de tormentas, rayos y TLEs en Colombia.

## Resultados y conclusiones de los artículos

### 3.1. Artículo I. Spatio-Temporal dimension of lightning flashes based on Three-Dimensional Lightning Mapping Array

Este primer artículo fue planteado con el objetivo de caracterizar dimensiones y duraciones de la componente intranube de descargas atmosféricas utilizando el sistema de alta precisión *Lightning Mapping Array (LMA)*. Aunque puede parecer trivial la medición de estas variables, la inmensa dificultad de observar procesos eléctricos relacionados con rayos al interior de las nubes, sumado su compleja morfología y las enormes escalas espaciales, restringe principalmente su caracterización a partir de mediciones de su espectro electromagnético. En este aspecto el sistema LMA permite la detección de *breakdown* producto de procesos de propagación de líderes, aportando una visión detallada de las estructuras morfológicas de las descargas, permitiendo su caracterización espacial y temporal con pocos metros de error y precisiones de nano segundos.

La caracterización de los rayos es primordial en muchos campos, partiendo de los sistemas de advertencias de tormentas enfocados en la seguridad integral de personas hasta aplicaciones en ingeniería como es el caso de diseños de sistemas de protección contra rayos. En la temática en la cual se desarrolla esta tesis, este artículo aportó información de longitudes y duraciones típicas de los rayos y su variabilidad durante estaciones del año que posteriormente fueron adoptados en un modelo de líder desarrollado.

Importante resaltar que las características deducidas de este estudio aproximaron en gran medida escenarios de tormentas eléctricas, las cuales en conjunto con el modelo

del líder fueron implementados en los estudios de condiciones eléctricas favorables en la producción de TGFs.

A parte del objetivo científico en la caracterización de parámetros de rayos y su implementación en modelos de líderes e inicio de TGFs, estos resultados tienen un gran interés práctico, ya que podrán ser utilizados en las técnicas de agrupación de *strokes* y *flashes* reportados por las redes de localización de rayos que a su vez ayudarían en la precisión del cálculo de parámetros esenciales en el diseño de protección contra rayos como es el caso de la variable *Ground flash Density* ( $Ng$ ). También los resultados de la caracterización espacio-temporal de este estudio, servirán en el desarrollo de metodologías para el análisis de riesgos por rayos.

Durante el desarrollo del artículo se utilizaron 29000 rayos clasificados por estaciones del año y caracterizados temporal y espacialmente utilizando técnicas de ajustes elíptico. En promedio duraciones entre 440-450 ms y longitudes entre 15 y 18.4 km fueron encontrados durante descargas de verano e invierno respectivamente. También fue posible caracterizar eventos de flashes con múltiples impactos a tierra o *strokes*, los cuales presentaron una mayor longitud de su componente intranube con promedio alrededor de 17 km. Adicionalmente, se constató que aquellos strokes clasificados como positivos y de alta intensidad de corriente tienden a presentar una mayor longitud intranube del flash. Máximas duraciones y longitudes horizontales fueron reportadas alrededor de 143 km y 2.4 s respectivamente. Finalmente, las incertidumbres de longitudes fueron menores que 1 km aproximadamente, lo cual garantiza un buen ajuste del método.

En resumen, las siguientes tablas presentan los principales resultados obtenidos.

Tabla 3.1: Longitud horizontal componente intranube derivadas del método elíptico por estación del año.

	Verano	Invierno
Rayos	28527	351
Media (km)	15.0	18.4
Mediana (km)	10.3	15.6
Des. Estándar (km)	13.9	10.9
Percentil 5 (km)	3.8	5.9
Percentil 95 (km)	42.1	39.2
Máxima (km)	143.2	70.1



Tabla 3.2: Duración de la componente intranube derivadas del método elíptico por estación del año

	Verano	Invierno
Rayos	28527	351
Media (s)	0.44	0.45
Mediana (s)	0.35	0.41
Des. Estándar (s)	0.31	0.25
Percentil 5 (s)	0.15	0.11
Percentil 95 (s)	1.05	0.94
Máxima (s)	2.39	1.82

Tabla 3.3: Comparación de flashes LMA con su correspondiente descarga a tierra (CG)

CG descarga	Verano	Invierno
Descargas	1981	125
Negativas [%]	4.5	28.2
Positivas [%]	2.4	7.4
<b>Total [%]</b>	<b>6.9</b>	<b>35.6</b>

Tabla 3.4: Relación entre las medianas de la longitud y la corriente CG (longitud/corriente)

	Verano		Invierno	
longitud/corriente	Negativos	Positivos	Negativos	Positivos
km/kA	1.06	1.27	0.85	1.31
km/kA (simple)	1.13	1.26	0.97	1.32
km/kA (múltiples)	0.98	1.47	0.61	1.29

Como conclusiones principales de este primer artículo podemos resaltar:

- Dimensiones espaciales y temporales de descargas eléctricas atmosféricas fueron caracterizados empleando sistemas de alta precision y capacidad de muestreo de rayos.
- Gracias a las extensiones horizontales encontradas en este estudio, se recreó en gran medida longitudes típicas de rayos que han sido incluidas en los modelos de propagación de líderes.
- La agrupación de la serie de datos empleada en este artículo, permitió diferenciar las longitudes típicas de los rayos, las cuales tienden a ser mayor en invierno que en verano. Estos parámetros aportaron una mayor descripción en la clasificación de tormentas según la temporada del año.

- Analizando la relación entre longitud horizontal y la correspondiente descarga a tierra, se ha encontrado que rayos de polaridad positiva y elevada corriente, presentan una mayor extensión horizontal. Este resultado permitió realizar una caracterización indirecta entre la corriente del rayo a tierra y su componente horizontal.
- Con los parámetros de longitud y duración de las descargas analizadas en este artículo, se ha puesto en consideración nuevos valores para la agrupación de strokes en flashes, los cuales son importantes en aplicaciones de ingeniería y en el cálculo de variables derivadas de los rayos como la *ground flash density* ( $Ng$ ).
- Finalmente, utilizando los parámetros de variación temporal encontrados en este estudio, podrán plantearse escenarios futuros para el modelado de líderes de rayos y TGFs que se ajusten las mediciones características del fenómeno.

### 3.2. Artículo II. Charge structure of two tropical thunderstorms in Colombia

El objetivo de este artículo consistió en caracterizar las estructuras eléctricas de tormentas mediante el análisis de propagación de líderes de rayos. Por primera vez se realizó la identificación de estructuras de carga eléctrica, caracterización de alturas, inicios y avances de líderes de rayos como también su tasa de ocurrencia derivados del primer sistema *Lightning Mapping Array (LMA)* puesto en operación en regiones tropicales caso Colombia.

La poca investigación acerca de líderes de rayos en tormentas tropicales, sumado el gran interés científico en el estudio de procesos de electrificación de tormentas en el trópico y casi la exclusividad de ocurrencia de TGFs y otros fenómenos en la alta atmósfera como *gigantic jets* en estas tormentas, motivaron la investigación presentada en este segundo estudio.

Como resultado, se identificaron inicios de líderes en un amplio rango de altura entre 4 y 15 km, cuya mayor densidad se confinó en regiones entre 10 y 15 km. Estos inicios resultaron hasta  $\sim 2$  km en mayor altura que reportes similares en latitudes medias, lo cual puede referir un mayor desarrollo vertical en inicio de líderes de rayos en tormentas tropicales. En cuanto a las estructuras eléctricas, mayoritariamente reportaron una distribución tripolar y en algunos casos se identificaron regiones de carga negativa en alturas entre 14 y 15 km asociadas con *screening layers*. Las regiones de carga positiva fueron reportadas entre 10 y 15 km, aquellas con carga negativa entre 6 y 9 km y entre 4 y 6 km regiones inferiores de carga positiva fueron identificadas. En algunos casos se reportaron durante inversiones de polaridad de líderes, lo cual podría asociar estructuras más complejas de carga eléctrica, por primera vez identificadas en tormentas tropicales.

La caracterización derivada de este artículo fue de gran interés primero, en el estudio detallado de las estructuras eléctricas en tormentas tropicales, segundo en el análisis de propagación de líderes de rayos en el trópico, tercero aportaron las condiciones espaciales y las configuraciones de carga eléctrica que fueron recreadas mediante el desarrollo un modelo de líder y finalmente aportaron en el estudio de las condiciones eléctricas favorables en la producción de TGFs.

Toda la caracterización derivada en este segundo artículo complementa en gran medida las consideraciones a nivel práctico mencionadas en el primer artículo, pues a la fecha pocos análisis se han realizada en el estudio de la interacción de las regiones de carga eléctrica

y líderes de rayos con estructuras elevadas como es el caso de aerogeneradores, torres de comunicación o de transporte de energía. A parte del riesgo por impactos directos de rayos, el análisis de las condiciones favorables de inicio de líderes ascendentes, como también la configuración eléctrica de carga asociada a dichos líderes resulta de gran interés para abordar estudios que ayuden a mitigar los daños por rayos generados en este tipo de estructuras, más aun en ambientes tropicales en donde aún se tiene mayor desconocimiento del fenómeno del rayo.

Los principales resultados del segundo artículo se resumen en la tabla 3.5.

Tabla 3.5: Variables principales derivadas del sistema LMA tormentas tropicales.

Variable	Tormenta 2015	Tormenta 2017
Total LMA Flashes	2076	2412
Total -CG strokes	95	106
Máximo LMA flash rates ( $\text{min}^{-1}$ )	27	22
Máximo -CG stroke rates ( $\text{min}^{-1}$ )	3	4
Máxima altura de inicio LMA flashes (km)	11	14
Rango de la región superior de carga positiva y temperatura (km); ( $^{\circ}\text{C}$ )	12 km a 15 km; -35 $^{\circ}\text{C}$ a -75 $^{\circ}\text{C}$	11 km a 14 km -55 $^{\circ}\text{C}$ to 71 $^{\circ}\text{C}$
Rango de la región central de carga negativa y temperatura (km); ( $^{\circ}\text{C}$ )	7 km a 9.5 km -5 $^{\circ}\text{C}$ a -30 $^{\circ}\text{C}$	6 km a 9 km -7 $^{\circ}\text{C}$ a -36 $^{\circ}\text{C}$
Rango de la región inferior de carga positiva y temperatura (km); ( $^{\circ}\text{C}$ )	5 km a 7 km 6 $^{\circ}\text{C}$ a - 11 $^{\circ}\text{C}$	5 km a 6 km 3 $^{\circ}\text{C}$ a -7 $^{\circ}\text{C}$
Altura de la tropopausa	$\sim 16$	$\sim 16$

Finalmente, podemos inferir las siguientes conclusiones de este segundo artículo:

- Durante el desarrollo de esta investigación, se ha instalado el primer sistema *Lightning Mapping Array (LMA)* en el trópico, caso Colombia.
- Por primera vez se han estudiado las configuraciones eléctricas y estructuras de

cargas en tormentas tropicales a partir de sistemas de alta precisión y monitoreo de rayos.

- Con este estudio se ha caracterizado procesos de propagación de líderes de rayos en el trópico.
- Se ha encontrado que los inicios de líderes de rayos en tormentas tropicales presentan alturas mayores que aquellas regiones más próximas o sub-tropicales, lo cual indica un mayor desarrollo vertical y tal vez una conectividad con otros fenómenos casi de exclusividad en el trópico como *TGFs* y *gigantic jets*.
- Líderes de rayos en alturas elevadas han demostrado la presencia de *screening layers* en tormentas tropicales, lo cual brinda una mayor caracterización de las estructuras eléctricas.



### **3.3. Postprint de los artículos**

**Artículo I. Spatio-Temporal dimension of lightning flashes based on Three-Dimensional Lightning Mapping Array**

## Spatio-Temporal dimension of lightning flashes based on Three-Dimensional Lightning Mapping Array

Jesús A. López<sup>a,\*</sup>, Nicolau Pineda<sup>a,b</sup>, Joan Montanyà<sup>a</sup>, Oscar van der Velde<sup>a</sup>, Ferran Fabró<sup>a</sup>, David Romero<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Lightning Research Group, Technical University of Catalonia, Edifici TR1, Carrer Colom 1, 08222, Terrassa, Spain*

<sup>b</sup>*Meteorological Service of Catalonia, Carrer Berlín 38-46 08029 Barcelona, Spain*

---

### Abstract

3D mapping system like the LMA - Lightning Mapping Array - are a leap forward in lightning observation. LMA measurements has lead to an improvement on the analysis of the fine structure of lightning, allowing to characterize the duration and maximum extension of the cloud fraction of a lightning flash. During several years of operation, the first LMA deployed in Europe has been providing a large amount of data which now allows a statistical approach to compute the full duration and horizontal extension of the in-cloud phase of a lightning flash. The “Ebro Lightning Mapping Array” (ELMA) is used in the present study. Summer and winter lightning were analyzed for seasonal periods (Dec-Feb and Jun-Aug). A simple method based on an ellipse fitting technique (EFT) has been used to characterize the spatio-temporal dimensions from a set of about 29,000 lightning flashes including both summer and winter events. Results show an average lightning flash duration of 440 ms (450 ms in winter) and a horizontal maximum length of 15.0 km (18.4 km in winter). The uncertainties for summer lightning lengths were about  $\pm 1.2$  km and  $\pm 0.7$  km for the mean and median values respectively. In case of winter lightning, the level of uncertainty reaches up to 1 km and 0.7 km of mean and median value. The results of the successful correlation of CG discharges with the EFT method, represent 6.9%

---

\*Corresponding author

Email address: [jesus.alberto.lopez@upc.edu](mailto:jesus.alberto.lopez@upc.edu) (Jesús A. López)



and 35.5% of the total LMA flashes detected in summer and winter respectively. Additionally, the median value of lightning lengths calculated through this correlative method was approximately 17 km for both seasons. On the other hand, the highest median ratios of lightning length to CG discharges in both summer and winter were reported for positive CG discharges.

*Keywords:* Cloud lightning, spatial and temporal flash dimensions, ellipse fitting, Lightning Mapping Array.

---

## 1. Introduction

The characterization of lightning is of fundamental interest in many fields, from storm warning and public safety applications to the design of lightning protection systems. One of the most basic parameters that define a lightning flash is its total duration. Although it might seem that this is a trivial measurement to do, the impossibility to observe inside the cloud by means of optical instruments, combined with the wide scale of lightning, have restricted the instrumentation to remote electromagnetic measurements. In such case, the wide spectrum of electromagnetic emissions of different lightning processes and the requested wide dynamic range of sensitivity add more complexity to the determination of the start and end of a lightning flash. Since the initial attempts, some discrepancy resulted between different measurements. Bruce and Golde (1941); Schonland (1956) and Pierce (1955) obtained flash durations of the order of 0.25 s. Later Brook and Kitagawa (1960) defined the total duration of a lightning flash as *the time interval between the first burst of pulse activity and the last detectable R- or K-change pulse*. Under this criterion they obtained a median duration of 0.5 s, which was consistent with later measurements by (Ogawa and Brook, 1964). Lightning research carried out in India by Aiya and Lakshminarayan (1965) and Sastry (1970) found that the duration of lightning flashes is related to the thunderstorm lightning activity. They found that the average duration of lightning flashes decreases when lightning rates are high.

Another basic parameter that defines a lightning flash is its total extension.

23 This parameter has been less studied due to the same restrictions in the use of  
 24 optical instruments and the large range of extension that a lightning flash can  
 25 show. With the advent of detection systems like the VHF Lightning Mapping  
 26 Array (LMA) (Rison et al., 1999; Thomas et al., 2003; Goodman et al., 2005),  
 27 which detects radiation produced by lightning breakdown processes, has enable  
 28 a qualitative leap forward into the analysis of the cloud phase lightning. The  
 29 LMA system allows detailed analysis of individual flashes, through the mapping  
 30 of the lightning channels in the cloud with sufficient time resolution and spatial  
 31 precision to locate the origin and propagation of each flash throughout a storm's  
 32 life cycle. Relying on LMA data, Defer et al. (2003) and more recently, Thomas  
 33 et al. (2013) have estimated the total length of lightning channels. Such a  
 34 measurement is important to estimate NO<sub>x</sub> per flash among other lightning  
 35 properties. Bruning and MacGorman (2013) demonstrated studying LMA data  
 36 that the extension of lightning is related to the storm intensity. They have  
 37 shown that lightning flashes near strong updrafts, tend to be more frequent  
 38 and smaller whereas those occurring far from strong vertical drafts were larger  
 39 and less frequent. These authors used a combination of flash rate and area in  
 40 order to compute an energy spectrum of lightning flashes, finding the maximum  
 41 flash energy at sizes of about 10 km. In our previous works (Montanyà et al.,  
 42 2014a) we provided the first distributions of size and duration of lightning flashes  
 43 occurring in north-eastern Spain.

44 The knowledge of the distribution of the duration and the maximum ex-  
 45 tension of lightning flashes is of importance for several practical aspects. It  
 46 is worth noticing that lightning location systems (LLS) detect cloud-to-ground  
 47 (CG) strokes, which have to be grouped later into flashes. The grouping of  
 48 strokes into flashes allows for the estimation of the ground flash density (N<sub>g</sub>)  
 49 parameter. In practice this parameter has many implications such as risk as-  
 50 sessment and lightning protection systems such as described by Montanyà et al.  
 51 (2016), March (2016), IEC-62305-2 (2013).

52 The common stroke-to-flash grouping standard (e.g. Cummins et al., 1998)  
 53 uses spatio-temporal criteria like a maximum duration for a flash, the maxi-

54 mum distance between strokes, and a maximum inter-stroke interval. Lightning  
 55 warning methods are also based on the occurrence of lightning within moni-  
 56 toring areas. Tuning warning alarms requires the knowledge of the horizontal  
 57 extension of lightning size to monitoring areas.

58 In a similar way, observation of lightning from space also requires the knowl-  
 59 edge of the expected flash duration and size. With the recent launch of the  
 60 Lightning Mapper (GLM) aboard the GOES-R series (Geostationary Opera-  
 61 tional Environmental Satellites) (Goodman et al., 2013) the exploitation of new  
 62 applications derived from optical lightning measurements will continue to gain  
 63 interest. Contrary to ground-based LLS, geostationary sensors observe thun-  
 64 derstorms from above, and flash type discrimination (ground or cloud flash) is  
 65 hindered by the optical thickness of the thundercloud. The algorithms that are  
 66 being developed to isolate lightning events and to determine flash type on the  
 67 GLM data (e.g. Koshak and Solakiewicz, 2011) require accurate information on  
 68 lightning duration and spatial extension.

69 The World Meteorological Organization has recently published an update  
 70 on the world’s record of the longest detected distance for a single lightning flash  
 71 and the longest detected duration for a single lightning flash (Lang et al., 2016).  
 72 Two majestic lightning flashes are presented, one with an extension of 321 km  
 73 and the second with duration of 7.74 s.

74 All in all, improvements to lightning remote sensing techniques have allowed  
 75 new in-sight on the characterization of lightning dimensions. In this paper we  
 76 compute the duration and horizontal extension of a set of about 29,000 lightning  
 77 flashes mapped by the first LMA deployed in Europe. A simple ellipse fitting  
 78 method is proposed to estimate the horizontal lightning flash extension and  
 79 total duration. We distinguish lightning events related to summer and winter  
 80 thunderstorms. Finally, uncertainties are quantified.

81 The organization of this paper is as follows. Section 2 describes data; Section  
 82 3 the method; Section 4 is dedicated to the results; Section 5 provides a general  
 83 discussion and finally section 6 presents the summary.

## 84 2. Data

85 Data of the *Lightning Mapping Array (ELMA)* are used in the present study.  
 86 An LMA system was deployed in 2011 in the Ebro Delta (NE Iberian Penin-  
 87 sula, Fig 1.), the six station network was expanded to 11 stations during 2012,  
 88 enlarging the area of coverage. The base-lines of the sensors range from 6 to 27  
 89 km. More details on the ELMA can be found in van der Velde and Montanyà  
 90 (2013), Pineda et al. (2016). The ELMA station distribution and coverage is  
 91 depicted in Fig 1. The LMA system (e.g. Rison et al., 1999) detects lightning  
 92 radio emissions in the very high frequency range (VHF, 60–66 MHz) and locates  
 93 them in three dimensions by a time-of-arrival technique which uses at least five  
 94 stations. Each station samples the maximum signal amplitude and its GPS-  
 95 derived precise time over 80 micro-s intervals, allowing locating 2000 to 3000  
 96 sources per second during lightning flashes. Accuracy of the LMA systems is  
 97 described in Thomas et al. (2003).

98 Cloud-to-ground data information is provided by the European LINET net-  
 99 work. LINET employs the time-of-arrival (TOA) technique to detect CG light-  
 100 ning strokes in the very low frequency range Betz et al. (2009a). More details  
 101 about LINET network can be found in Betz et al. (2009b).

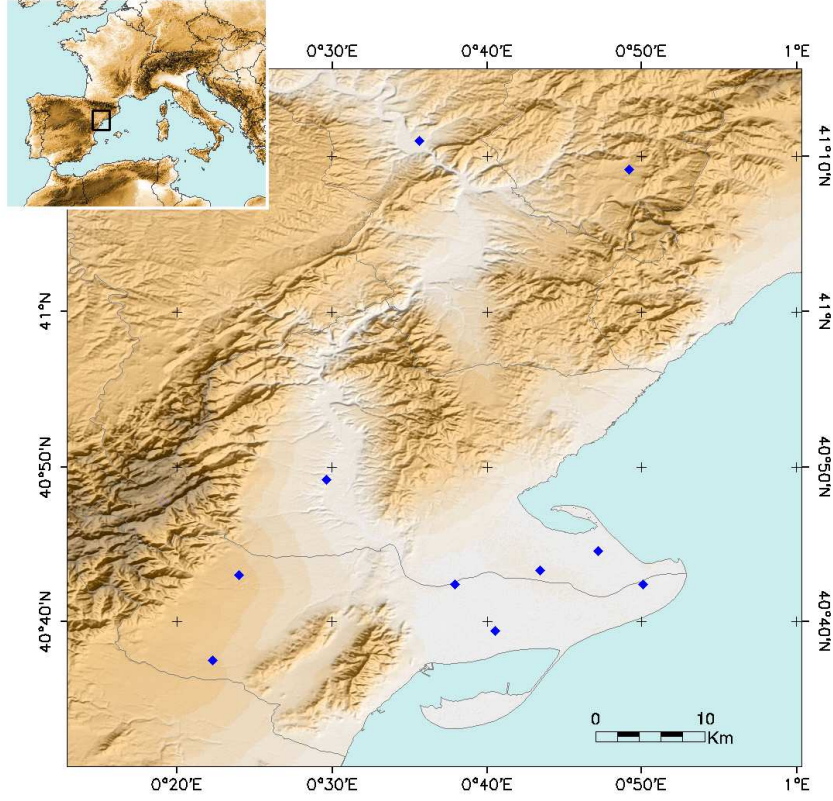


Figure 1: ELMA sensors on the delta of the Ebro River (NE Iberian Peninsula) and ELMA approximate coverage area. Adapted from Pineda et al. (2016).

102 A lightning flash clustering algorithm is applied to the LMA data source, to  
 103 segregate the large numbers of individual radiation sources into discrete light-  
 104 ning flashes (McCaul Jr et al., 2009). Here we have used the flash algorithm  
 105 developed by van der Velde and Montanyà (2013), adapted from Thomas et al.  
 106 (2003). The algorithm groups LMA sources that are separated by less than  
 107 150 ms in time. In this case only flashes with more than 50 sources have been  
 108 selected and a set of about 29,000 flashes, containing summer and also winter  
 109 lightning from the 2012-2015 period is used. An example of ELMA detection  
 110 for an individual flash is depicted in Fig 2.

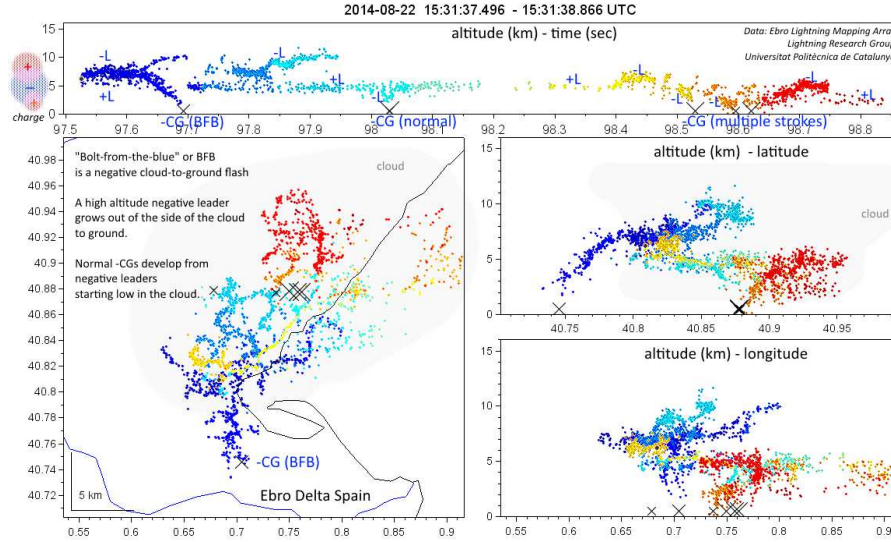


Figure 2: ELMA multi-panel detections for an individual flash on 22 August 2014 over the Ebro Delta. (The upper panel shows a time-altitude representation; the left panel is a plan view of longitude versus latitude coordinates and the right panels show the height of the ELMA sources versus latitude and longitude). In the same figure, the time of the ELMA sources are plotted conforming to a time-color scale. In this example, the high altitude lightning leaders of an individual flash were mapped by the ELMA, with positive leaders and negative leaders growing into electrical charge regions. Here, multiple negative leaders strike the ground (-CG labels in the upper panel). At the same time, multiple strokes were associated with these negative leaders. The “cloud” was assumed for illustrative purposes to explain bolt from the blue - BFB (negative cloud-to-ground flash).

### 3. Method

The LMA technology is able to accurately capture and map the lightning leaders that spread in different forms and directions through the cloud. Accurate flash clustering and noise removal are crucial to determine flash extension, as LMAs suffer from noise of several types. Misplaced or mistimed sources are hard to remedy by flash clustering algorithms (McCaul Jr et al., 2005) and the remaining residual noise should be avoided to correctly estimate flash dimensions. Bruning and MacGorman (2013) calculated the flash horizontal extension

by means of a convex hull function (plan view). The convex hull is the polygon produced by allowing a rubber band to contract on all the points constituting the flash (Devadoss and O'Rourke, 2011). The convex hull allows defining the geometry instead of imposing an assumed form (Bruning and MacGorman, 2013). However, the polygon defined by the convex hull may have a complicated shape and may contain a lot of nodes, including noisy sources. In our case, bearing in mind that we are aiming to estimate simple parameters like the maximum horizontal extension and duration, we have opted for a simple method.

Notable in this regard are the techniques of geometric primitives fitting that allow for the reduction and simplification of data and, consequently, faster and simpler processing (i.e. Fitzgibbon et al., 1999). A very important primitive is an ellipse, which is exploited in several fields such as astronomy, physics, biology, medical imaging, industrial inspection, robotics, see Maini (2005) for details. Regarding meteorological applications, elliptical shapes have been used to depict the shape of convective rain cells (i.e. Karklinsky and Morin, 2006; Barnolas et al., 2010; Renard et al., 2012). In fact, ellipses have widely been used to represent location errors in LLS (e.g. Cummins and Murphy, 2009; Gander et al., 1994). Different methods have been proposed for ellipse fitting in literature: Hough transform (e.g. Leavers, 1992), Kalman filtering (e.g. Porrill, 1990), fuzzy clustering (Dave and Bhaswan, 1992), or least squares approach (e.g. Bookstein, 1979). Our method is based on a simple ellipse fitting technique (*EFT*) similar to the method used by Montanyà et al. (2014a) where ellipses are used to simplify the extension of lightning flashes. In general, the ellipse equation can be represented by a sum of the squares of independent, normally distributed data which is represented conforming to the Chi-Square distribution function (Orechovsky, 1996). In this case, the Chi-Square distribution is defined by two degrees of freedom, its likelihood value represents the scale of the ellipse, and it must satisfy a specific confidence interval.

### 148 3.1. Confidence intervals and ellipse fitting

149 The *EFT* can be applied conforming to different confidence intervals (per-  
 150 centage of the samples to be analyzed) that rely on the Standard Deviation  
 151 value (*SD*) of the normal distribution function. Six confidence intervals have  
 152 been considered: 68%, 78%, 83%, 89%, 92%, and 95%. We assume the ELMA  
 153 locations being independent, normally distributed and the sum of their squares  
 154 being conformal to the Chi-Square distribution function.

155 Figure 3 shows an example of the *EFT* over a bunch of the VHF sources  
 156 belonging to the same lighting flash, as detected by the ELMA. In this example,  
 157 the fitting ellipses are shown as a sequence of overlapping ellipses, corresponding  
 158 to the six confidence intervals used. The points remaining outside the elliptical  
 159 contour will not be part of the flash. These sources are considered to depict  
 160 residual noise. On the other hand, they can be used to indicate the uncertainty  
 161 of the method.

162 After the EFT, once each flash is represented by the corresponding ellipse,  
 163 the lengths of the ellipse were computed according to the covariance matrix  
 164 (Orechovsky, 1996; Ray and Srivastava, 2008; Wang et al., 2015; Ray and  
 165 Srivastava, 2008). The length of the major axis is used to estimate the lightning  
 166 maximum length.

### 167 3.2. Method validation

168 Regarding the uncertainty of the *EFT* and bearing in mind the aim of the  
 169 study, we shall select the confidence interval most suitable for the estimation of  
 170 the length of the flash. In this regard, a manual lightning length computation  
 171 was conducted and the results are used as reference values to identify the re-  
 172 maining residual noise of the samples. In Figure 3 the blue line represents the  
 173 major axis of the ellipse manually computed and reproduces the principal tra-  
 174 jectory through which the lightning channel can grow according to the ELMA  
 175 data. This trajectory can reflect a good approximation of the maximum length  
 176 of lightning.



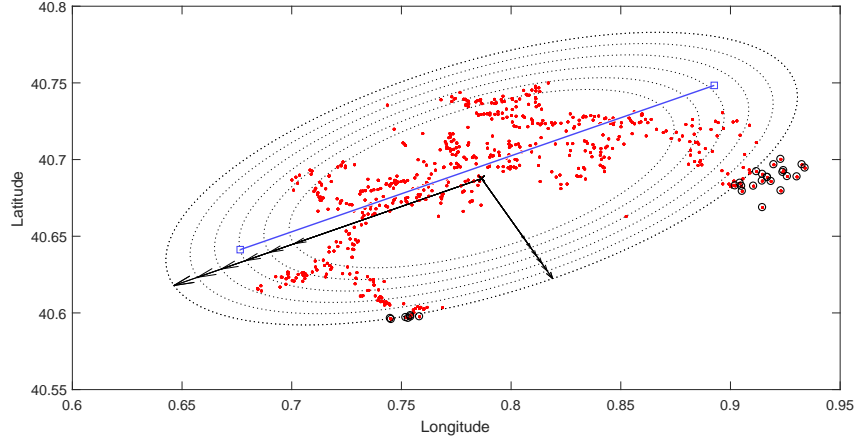


Figure 3: Example of fitting ellipse method corresponding to the six confidence intervals used. The inner and outer ellipse contours correspond to the 68% and 95% confidence intervals respectively. The flash length is based on manual computation (the blue line represents the lightning maximum length).

### 3.3. Paired analysis

A paired analysis between *EFT* method and the manual lightning length computation was performed; in order to select the confidence interval for the *EFT* that best suits the flash maximum extension. The manual length computation was carried out on a sample of 1285 flashes, including both summer and winter cases. Cases were selected conforming to a simple sample size test. As a result, the minimal difference of paired analysis tests was adopted as the best lightning length estimation and the elliptical method error was deduced from this finding. The next section shows the principal findings.

## 4. Results

### 4.1. Paired analysis

The principal results of the paired comparison analysis for the major axis of the ellipse according to *EFT* methodology during winter and summer lightning flashes, are summarized in Figure 4. According to the mean and the median

values for summer lightning for each confidence interval, absolute lengths between 1.2 km to 9 km and 0.7 km to 7.2 km were obtained (mean and median respectively). For winter lightning, absolute lengths reached values between 1 km to 14.6 km and 0.7 km to 12.1 km, mean and median value respectively. In both cases these measures of central tendency indicate a noticeable variability when the SD of the EFT method is greater than 1.2.

It is worth mentioning that the paired difference of mean and median values between two consecutive confidence intervals were hover around 1.6 km and 2.3 km respectively. These values should represent the rate of uncertainty increase for each SD. The same figure shows that the paired results for each confidence interval during summer and winter storms present a remarkable difference when the SD is greater than 1.4 (e.g. for a SD equal to 1 the difference is about 0.2 km. This difference rises to 5.5 km when SD is equal to 2 for the mean values).

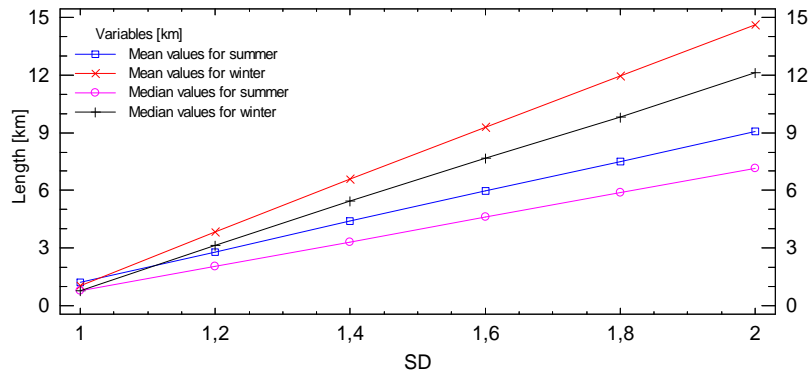


Figure 4: Paired analysis test for Summer and Winter lightning derived from ELMA network.

According to previous results one can see that the best confidence interval for the EFT is provided by a SD of 1. In this case the uncertainty of the method may reach 1.2 km and 0.7 km for the mean and median values respectively for summer lightning. In case of winter lightning these values were close to 1 km and 0.7 km for the mean and median values respectively. For our purpose we assume these uncertainties.

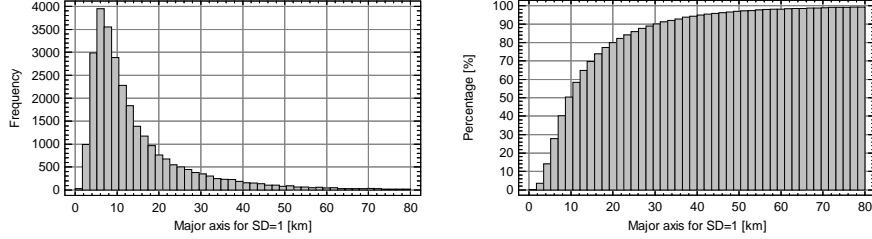
210 *4.2. Lighting size estimation*

211 Table 1 shows the statistical results of the major axis of the ellipses. In  
 212 this case the spatial resolution for 28527 and 351 summer and winter lightning  
 213 events were analyzed respectively. As shown in this table, the lengths of summer  
 214 lightning reach values about 15 km and 10.4 km for mean and median values  
 215 respectively. In the case of winter lightning events, the mean and median values  
 216 were approximately 18.5 km and 15.5 km respectively. These findings show that,  
 217 in the region of study, winter lightning is longer than that of summer lightning,  
 218 with a mean and median length of 3.4 km and 5.3 km, respectively. It is worth  
 219 noticing that the maximum length registered was about 143 km, corresponding  
 220 to a lightning flash that occurred during a summer storm.

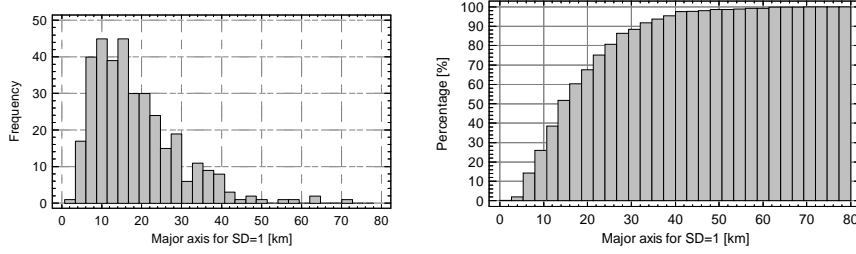
Table 1: Summer and winter lightning length relevant results derived from the EFT

	Summer	Winter
Samples	28527	351
Mean (km)	15.0	18.4
Median (km)	10.3	15.6
Standard dev (km)	13.9	10.9
Percentile 5th (km)	3.8	5.9
Percentile 95th (km)	42.1	39.2
Maximum (km)	143.2	70.1

221 Figure 5 shows the frequency and cumulative distributions of lightning lengths  
 222 for winter and summer thunderstorms respectively. According to the frequency  
 223 distributions (left panel) we note that the data set in both cases (winter and  
 224 summer) can be adjusted to a log-normal distribution function with standard  
 225 deviation values displayed in Table 1. The same figure in the right panel shows  
 226 the cumulative distribution for the lightning lengths. In this case, 90% of sum-  
 227 mer lightning has an approximate length of 30 km or below, while this figure is  
 228 about 35 km for winter lightning. Thus, the length difference between summer  
 229 and winter lightning for 90% of dataset is about 5 km.



(a) Frequency distribution of the lightning lengths in summer. (b) Cumulative distribution of the lightning lengths in summer.



(c) Frequency distribution of the lightning lengths in winter. (d) Cumulative distribution of the lightning lengths in winter.

Figure 5: Lightning lengths distribution for winter and summer thunderstorms derived from the ELMA network.

#### 4.3. Lightning flash duration

Lightning durations were estimated according to the difference between the first and the last LMA lightning source for each  $SD$  value and for each individual flash. Table 2 shows the statistical results obtained from the dataset. The mean and median duration values of summer lightning are about 438 milliseconds and 354 milliseconds, respectively. For winter lightning, durations of 452 milliseconds and 413 milliseconds as mean and median values were found. Regarding maximum durations of lightning, values up to 2.4 seconds and 1.8 seconds for summer and winter were reached respectively. In general the central tendency values of lightning duration in both seasons were found to be similar.

Figure 6 shows the frequency and cumulative distribution of the winter and summer lightning durations. It can be noticed that both lightning seasons

Table 2: Summer and winter lightning durations results derived from the EFT

	Summer	Winter
Samples	28527	351
Mean (s)	0.44	0.45
Median (s)	0.35	0.41
Standard dev (s)	0.31	0.25
Percentile 5th (s)	0.15	0.11
Percentile 95th (s)	1.05	0.94
Maximum (s)	2.39	1.82

242 durations, can be adjusted to a log-normal distribution function (Fig. 6 left  
 243 panels), as was the case with the lightning lengths. The right panels of the  
 244 figure show the cumulative distribution of lightning durations, where 90% of  
 245 lightning achieved a duration of approximately 800 milliseconds or below in  
 246 both cases.

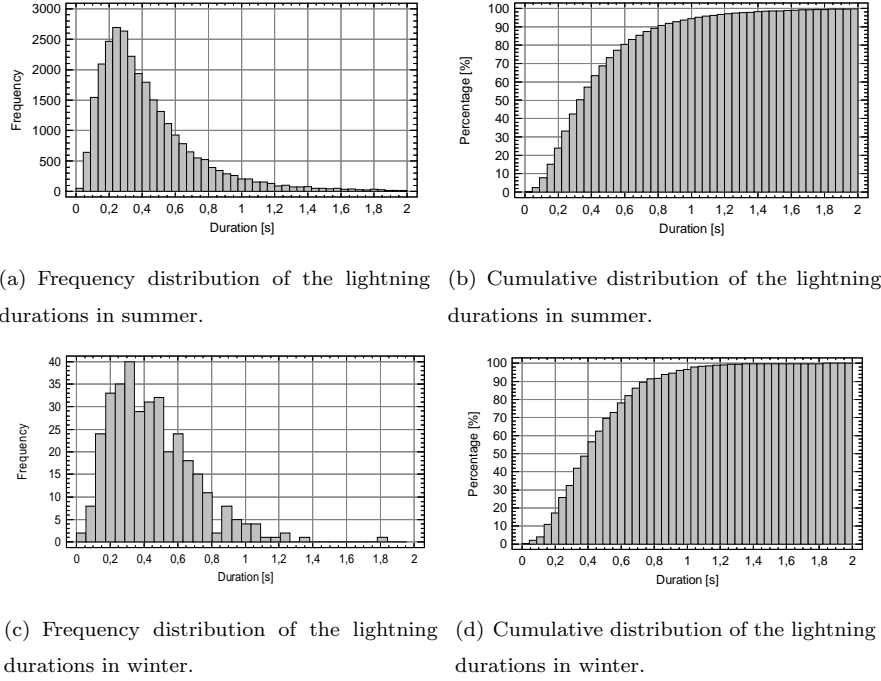
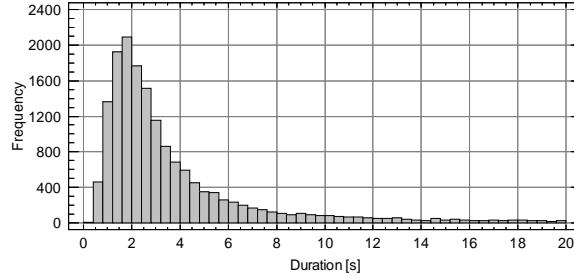
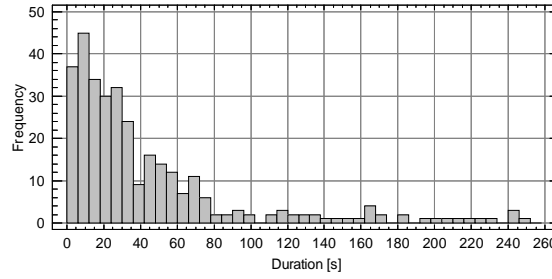


Figure 6: Frequency and cumulative distributions of lightning duration derived from the ELMA.

On the other hand, the inter-flash time durations for consecutive flashes were computed according to the time difference between the last and the first LMA source for successive flashes. In this case, all LMA sources per flash inside coverage region were employed. As results, the averages of inter-flash time were around 16 seconds and 144 seconds for summer and winter respectively. Regarding their median values, these were about 3 seconds for summer lightning and 29 seconds in winter. Finally, the frequency distributions of these results can be adjusted to a log-normal distribution function in both seasons as shown in Figure 7.



(a) Frequency distribution of the inter-flash time duration in summer.



(b) Frequency distribution of the inter-flash time duration in winter.

Figure 7: Inter-flash time duration for Summer and Winter ELMA flashes.

#### 256 4.4. Analysis of CG flashes

257 A complementary analysis about the type of lightning detection (intracloud  
 258 with CG strokes versus intracloud without CG strokes) has been conducted. In  
 259 addition to the analysis of the size and duration, the ratio between flash length  
 260 and CG stroke peak current have been calculated. This ratio has been obtained  
 261 for flashes with single and multiple CG strokes, polarity and season. In practice,  
 262 the precise identification of a lightning flash with cloud-to-ground strokes is not  
 263 evident and it is well known that, in some cases, lightning location systems can  
 264 report some intracloud lightning processes as CG strokes (e.g. Cummins et al.,  
 265 1998). Based on the previous reference, in this work we consider as CG strokes  
 266 those detections with absolute values of peak current greater than 10 kA. Spatial  
 267 and temporal limits of the comparative analysis were formulated according to

Table 3: Comparative results of LMA flash detections with CG discharges

CG discharge	Summer	Winter
Samples	1981	125
Negative [%]	4.5	28.2
Positive [%]	2.4	7.4
<b>Total [%]</b>	<b>6.9</b>	<b>35.6</b>

the EFT results with a confidence interval of 68%.

As results, Table 3 shows the comparative analysis of LMA flash detections associated with CG discharges. A total of 1981 summer and 125 winter CG flashes were successfully correlated, indicating IC:CG ratios of 6.9% and 35.5% in each respective season. The highest IC:CG ratio was observed in winter for negative CG discharges. On the other hand, the median values of lightning lengths correlated with CG discharges were about 17.9 km and 16.9 km for summer and winter lightning respectively. The same analysis was carried out for lightning durations, whose median values were about 0.57 seconds and 0.48 seconds for both summer and winter lightning respectively. Comparing these results with lightning durations derived from the EFT method (see Table 2), there is no significant difference between the two.

The ratio between lightning length, polarity, and peak current value of CG discharges are presented in Table 4. Before discriminating between single and multiple strokes, the results suggest that the median length/current ratio of positive CG discharges was greater than that of negative discharges and these values were about 1.3 in summer and winter. Considering CG discharges with single and multiple strokes separately, a similar relationship was found between negative and positive discharges in both season. It is important to note that, the lightning flashes with positive multiple CG strokes were about 11% and 7% in summer and winter respectively. These values were consistent with values reported by several authors (Saba et al., 2010; Qie et al., 2013; Hazmi et al., 2017), who obtained values of about 5% and 18% conforming to high-speed



Table 4: Median of the length/current ratio

Length/current	Summer		Winter	
	Negative	Positive	Negative	Positive
km/kA	1.06	1.27	0.85	1.31
km/kA (single)	1.13	1.26	0.97	1.32
km/kA (multiple)	0.98	1.47	0.61	1.29

observations and flat-plate parallel antennas measures.

#### 4.5. *Ellipse eccentricity*

An easy way to synthesize the shape of an ellipse and by extension the shape of the lighting, is through the eccentricity, a measure of how nearly circular the ellipse is. The eccentricity is simply calculated by dividing the major and minor axes and therefore can present values from 0 to 1; where 1 corresponds to a circle (same length of both axes). It is worth mentioning that the eccentricity of the ellipses can be described according to distribution function shown in Fig. 8. The frequency distribution of the analyzed sample has a negative skew, with a longer tail to lower values of eccentricity. Only 10% of the ellipses have an eccentricity below 0.5 (the major axis doubles to minor axis), approximately 44% is between 0.5 and 0.75 and the majority of the ellipses (approx. 55%) has an eccentricity above 0.75 (the difference between both axes is below 25%).

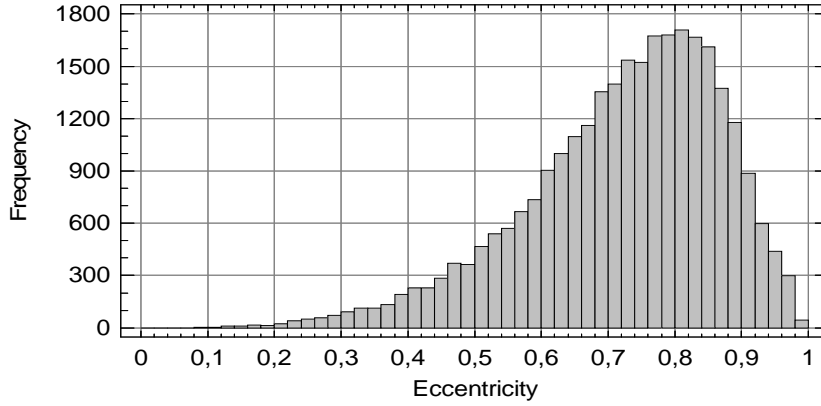


Figure 8: Frequency distributions of the ellipse eccentricity(summer dataset).

## 5. Discussion

An ellipse fitting technique (EFT) has been used to characterize the horizontal extension and duration of the cloud phase of lightning flashes, which in fact by extension characterizes the whole phenomena, as it encompasses the ground strikes. On average, a lightning flash lasts for 440 ms (450 ms in winter) and has an horizontally maximum length of 15.0 km (18.4 km in winter). The frequency distribution of the analyzed sample has a positive skew, with a longer tail to higher values both for length and duration (Figure 5-6 panels a and c). Relying on the median, a flash lasts for 350 ms (410 ms in winter) and has a maximum length of 10.4 km (15.6 km in winter). Besides from the intrinsic value of these figures in the characterization of lightning, they have a practical interest, for example in the stroke-to-flash grouping techniques.

It is worth recalling that conventional LLS detect cloud-to-ground strokes, not flashes. As most lightning applications rely on flashes (e.g. lightning flash density for a given area,  $N_g$ ), a grouping algorithm is needed. Commonly, algorithms to group strokes into flashes are based on a space-time criterion (Rakov and Huffines, 2003). For example, in the NLDN (National Lightning Detection Network covering the contiguous United States), strokes are added

322 to any active flash for a specified time period (usually 1 second) after the first  
 323 stroke, as long as the additional strokes are within a specified clustering radius  
 324 (usually 10 km) of the first stroke and the time interval from the previous stroke  
 325 is less than a maximum inter stroke interval (usually 500 ms) (Cummins et al.,  
 326 1998). Conversely, Yair et al. (2014), relying on results obtained by “video-  
 327 multiplicity” studies (e.g. Stall et al., 2009; Saba et al., 2010; Ballarotti et al.,  
 328 2012), suggested narrowing the stroke grouping criteria, using a distance equal  
 329 to twice the location accuracy of the LLS (e.g. 2.5 km) an inter-stroke duration  
 330 of 200 ms and no restrictions about the maximum flash duration. In this regard,  
 331 the figures obtained in the present study cast doubt on the appropriateness of  
 332 the 10 km of radius proposed by Cummins et al. (1998). Our results show that  
 333 90% of the lightning are between 3.8 and 42.1 km (percentiles 5th and 95th),  
 334 but half of the summer lighting have a length exceeding the 10 km or less. The  
 335 winter median is larger (median of 15.6 km), but percentiles 5th and 95th are  
 336 rather similar to the summer ones.

337 Another aspect to take into consideration while setting a grouping criteria is  
 338 that some of the multiple strokes of a flash may use the same path and strike in  
 339 the same point, while sometimes a subsequent stroke may use a new path and  
 340 create a new ground contact. In function of the maximum distance considered  
 341 in the clustering algorithm (e.g. 10 km) this new ground contact may be treated  
 342 as a new flash, regardless of the time elapsing from the preceding stroke.

343 With the advent of systems like the LMA, cloud channels are mapped into  
 344 detail, allowing the identification of the negative stepped leaders to ground  
 345 van der Velde and Montanyà (2013). Mixing this information with CG locations  
 346 from conventional LLS, ground strike points (GSP) belonging to the same flash  
 347 can be identified. In fact, half of the downward negative CG flashes exhibit  
 348 multiple ground strike points (hereafter GSP), resulting in an average number  
 349 of GSP per flash ranging from 1.5 to 1.7 GSP/flash with a mean separation  
 350 distance in the order of 1.8 km (Pédeboy and Schulz, 2014). As mentioned,  
 351 Figure 2 shows an example of multiple cloud-to-ground strikes with multiple  
 352 strokes associated with downward negative leaders. In that case, the negative

cloud-to-ground strikes belonged to the same flash and the average separation of strokes was about 12 km.

The difference between IC:CG ratio values in both summer and winter lightning is significant, resulting from the different thunderstorm types occurring in summer and winter (e.g. Price and Rind, 1993; Boccippio et al., 2001).

On the other hand, the median values of the lightning length associated with CG discharges, including multiples strokes, was approximately 17 km in both summer and winter, and this value was greater than those of the median values of the lightning lengths obtained according to the EFT (see Table 1). The relationship between lightning length and current of CG discharges for single and multiple strokes (km/kA ratio values) tended to be greater for positive CG discharges than for negative ones. This result is in accordance with the assumption that positive flashes have extensive horizontal channels as has been observed by Saba et al. (2010).

For clustering strokes belonging to the same flash, the criteria relying on the location accuracy of the LLS suggested by Yair et al. (2014), seems adequate, but if the clustering should include all new ground contacts corresponding to the same flash then the 10 km of radius proposed by Cummins et al. (1998) may be too short, according to our results.

Regarding flash duration, our results show that, in the area of study, 50% of the summer lightning last for 350 ms or less, and 90% of the flashes are between 0.11 and 1.05 seconds (percentiles 5th and 95th). Even if there is reliable evidence of durations exceeding one second (e.g. Lang et al., 2016; Bruning and MacGorman, 2013; Bruning and Thomas, 2015; Montanyà et al., 2014b), the present results suggest to keep one second as the time period as the maximum time period, as almost 95% of the analysed sample is below 1 second.

For the inter-flash time analysis, averages between 16 seconds and 144 seconds for summer and winter lightning were found respectively. This value is related to the flash-rate of thunderstorms and may depend on the storm's lifecycle as suggested by Stano et al. (2010). They found three different distributions of inter-flash time for isolated storms derived from the LDAR network (Rustan

et al., 1980). In that case, inter-flash time values of about 22 minutes and less than 1 minute were associated with the storm's lifecycle. These values correspond to IC flashes. This parameter can be applied to lightning forecasting or temporal and spatial lightning characterization, and was introduced here only as complementary information (this study does not focus on that parameter).

All in all, stroke clustering is very sensitive to the grouping criteria, which need to be accurately defined, as this will affect several derived lightning parameters, like the ground flash density (Ng). Our results suggest, at least for the region of study, that the stroke-to-flash grouping criteria proposed by Cummins et al. (1998) currently implemented in reference LLS like the NLDN (Continental U.S.) (Rudlosky and Fuelberg, 2010; Orville et al., 2011), or EUCLID (Europe) (Schulz et al., 2016,?); may be too restrictive, as different ground contact points from the same flash may be classified as different CG flashes. As a practical consequence, the Ng is oversized.

#### *Eccentricity.*

Measurements from diverse instruments like electric field change arrays and radar, radio, and acoustic mapping of lightning (e.g. Pierce, 1955; Ogawa and Brook, 1964; Krehbiel et al., 1979; MacGorman et al., 1981; Proctor, 1983), provided evidence on the predominantly horizontal propagation of the lightning channels in the cloud. LMA 3D mapping has shown that many IC flashes have a relatively short vertical channel connecting two extensive horizontal regions of discharge, which often contain a number of horizontal branches Hill et al. (2013). In fact, the tendency for the storm charges to be horizontally distributed and the electric fields usually or often to be predominantly vertical (Rison et al., 1999) causes intra-cloud discharges to start developing vertically and then horizontally in a storm. van der Velde and Montanyà (2013) had observed the leaders to respawn from the flash origin, typically expanding with multiple simultaneous main branches into various directions.

#### *Seasonal differences on lightning characteristics.*

It is well known that lightning occurrence and distribution vary by region and season because of differences in atmospheric conditions and their influence on lightning production (Williams, 1992; Rudlosky and Fuelberg, 2011). On continental mid-latitudes, lightning activity is concentrated during the “warm season” (e.g. Poelman et al., 2016; Klugmann et al., 2014; Koshak et al., 2015). Conversely, winter months only account for a little amount of the annual lightning (Poelman et al., 2016). In Europe, winter activity is predominantly restricted to the Mediterranean (e.g. Montanyà et al., 2016; Altaratz et al., 2003; Ziv et al., 2009; Proestakis et al., 2016; Pineda et al., 2011), where warm waters provide the driver for storm development. As land begins to warm in spring, convection begins to switch from sea to land and by early summer. Although this study does not focus on seasonal differences in lightning characteristics, the accuracy of parameters derived from lightning might be affected by imprecise estimations. e.g. when the difference between lightning lengths in summer and winter storms are not taken into account, parameters such as ground flash density can be over- or under-estimated.

## 6. Summary

In the framework of this study, the spatial and temporal lightning dimension have been analyzed conforming to a simple fitting ellipse method. As a result, a length extension for summer lightning of about 15 km and 10.4 km for mean and median respectively were found. In winter lightning, the mean and median values were approximately 18.5 km and 15.5 km respectively. These results suggest that winter lightning is longer than summer lightning, with mean and median lengths of about 3.4 km and 5.2 km respectively. The maximum length of lightning registered was about 143 km and corresponded to a lightning flash that occurred during a summer storm. In this way, 90% of summer lightning has an approximate length of 30 km or below, while in winter lightning this value was about 35 km.

442 The length of lightning derived from the fit ellipse method showed an un-  
 443 certainty of about  $\pm 1.2$  km and  $\pm 0.7$  km when considering the mean and  
 444 median value respectively for summer lightning. In case of winter lightning, the  
 445 level of uncertainty reached up to 1 km and 0.7 km of mean and median value  
 446 respectively.

447 Regarding lightning durations, mean and median values in both seasons  
 448 were found to be similar. In summer case, those values were about 438 millisec-  
 449 onds and 354 milliseconds respectively. Regarding winter lightning, values of  
 450 about 452 milliseconds and 413 milliseconds as mean and median values were  
 451 reported respectively. In general, 90% of winter and summer lightning had a  
 452 duration of up to 800 milliseconds or below. The maximum lightning durations  
 453 were approximately 2.4 seconds and 1.8 seconds in both summer and winter  
 454 respectively. For the inter-flash lapse durations (the time difference between  
 455 two consecutive LMA lightning flashes), averages of about 16 seconds and 144  
 456 seconds in summer and winter lightning were reported.

457 The results of the successful correlation of CG discharges with the EFT  
 458 method represent 6.9% and 35.5% of the total LMA flashes detected in summer  
 459 and winter respectively. Additionally, the median value of lightning lengths  
 460 calculated through this correlative method was approximately 17 km for both  
 461 seasons. On the other hand, the highest median ratios of lightning length to CG  
 462 discharges in both summer and winter were reported for positive CG discharges.

463 With respect to the eccentricity of ellipse (the minor-major axis relation-  
 464 ship), 10% of the ellipses have an eccentricity below 0.5 (indicating that the  
 465 major axis value is twice that of the minor axis), approximately 44% of the  
 466 ellipses were between 0.5 and 0.75 and the majority of the ellipses (550%) have  
 467 an eccentricity above 0.75.

## 468 7. Acknowledgment

469 The authors want to thank the reviewers for their detailed comments and  
 470 suggestions on the paper.

471 This work was supported by research grants from the Spanish Ministry of  
 472 Economy and the European Regional Development Fund (FEDER): MINECO  
 473 AYA2011-29936-C05-04 and (MINECO/FEDER) ESP2013- 48032-C5-3-R and  
 474 (MINECO/FEDER) ESP2015-69909-C5-5-R.

### 475 **References**

- 476 Aiya S, Lakshminarayan K. Atmospheric radio noise bursts in the lf band at  
 477 bangalore(atmospheric radio noise bursts arising from radiation fields of elec-  
 478 trical discharge in lf band at bangalore, india). JOURNAL OF RESEARCH  
 479 1965;69:1351–8.
- 480 Altaratz O, Levin Z, Yair And Y, Ziv B. Lightning activity over land and  
 481 sea on the eastern coast of the mediterranean. Monthly Weather Review  
 482 2003;131(9):2060–70.
- 483 Ballarotti MG, Medeiros C, Saba MM, Schulz W, Pinto O. Frequency distri-  
 484 butions of some parameters of negative downward lightning flashes based on  
 485 accurate-stroke-count studies. Journal of Geophysical Research: Atmospheres  
 486 2012;117(D6). doi:10.1029/2011JD017135, 2012.
- 487 Barnolas M, Rigo T, Llasat M. Characteristics of 2-d convective structures in  
 488 catalonia (ne spain): an analysis using radar data and gis. Hydrology and  
 489 Earth System Sciences 2010;14(1):129–39.
- 490 Betz HD, Schmidt K, Laroche P, Blanchet P, Oettinger WP, Defer E,  
 491 Dziewit Z, Konarski J. Linet—an international lightning detection network  
 492 in europe. Atmospheric Research 2009a;91(2–4):564 –73. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169809508002305>.  
 493 doi:<https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2008.06.012>; 13th Interna-  
 494 tional Conference on Atmospheric ElectricityICAE 2007.
- 495 Betz HD, Schmidt K, Oettinger WP. LINET: An international VLF/LF light-  
 496 ning detection network in Europe. Springer, 2009b.



- 498 Boccippio DJ, Cummins KL, Christian HJ, Goodman SJ. Combined  
499 satellite-and surface-based estimation of the intracloud–cloud-to-ground light-  
500 ning ratio over the continental united states. *Monthly Weather Review*  
501 2001;129(1):108–22.
- 502 Bookstein FL. Fitting conic sections to scattered data. *Computer Graphics and*  
503 *Image Processing* 1979;9(1):56–71. Elsevier.
- 504 Brook M, Kitagawa N. Some aspects of lightning activity and related mete-  
505 orological conditions. *Journal of Geophysical Research* 1960;65(4):1203–10.  
506 doi:10.1029/JZ065i004p01203; wiley Online Library.
- 507 Bruce CER, Golde RH. The lightning discharge. *Journal of the Institution of*  
508 *Electrical Engineers-Part II: Power Engineering* 1941;88(6):487–505. IET.
- 509 Bruning EC, MacGorman DR. Theory and observations of controls on lightning  
510 flash size spectra. *Journal of the Atmospheric Sciences* 2013;70(12):4012–29.  
511 doi:doi:http://dx.doi.org/10.1175/JAS-D-12-0289.1.
- 512 Bruning EC, Thomas RJ. Lightning channel length and flash energy determined  
513 from moments of the flash area distribution. *Journal of Geophysical Research:*  
514 *Atmospheres* 2015;120(17):8925–40.
- 515 Cummins KL, Murphy MJ. An overview of lightning locating systems: His-  
516 tory, techniques, and data uses, with an in-depth look at the us nldn. *IEEE*  
517 *Transactions on Electromagnetic Compatibility* 2009;51(3):499–518. IEEE.
- 518 Cummins KL, Murphy MJ, Bardo EA, Hiscox WL, Pyle RB, Pifer AE, et al. A  
519 combined toa/mdf technology upgrade of the us national lightning detection  
520 network. *Journal of Geophysical Research* 1998;103(D8):9035–44.
- 521 Dave RN, Bhaswan K. Adaptive fuzzy c-shells clustering and detection of el-  
522 lipses. *IEEE Transactions on Neural Networks* 1992;3(5):643–62. IEEE.
- 523 Defer E, Laroche P, Dye J, Skamarock W. Use of total lightning lengths to  
524 estimate nox production in a colorado thunderstorm, paper presented at 12th

- international conference on atmospheric electricity, june 9–13. Int Comm on Atmos Electr, Versailles, France 2003;.
- Devadoss SL, O'Rourke J. Discrete and computational geometry, 2011. Princeton University Press.
- Fitzgibbon A, Pilu M, Fisher RB. Direct least square fitting of ellipses. IEEE Transactions on pattern analysis and machine intelligence 1999;21(5):476–80. IEEE.
- Gander W, Golub GH, Strebel R. Least-squares fitting of circles and ellipses. BIT Numerical Mathematics 1994;34(4):558–78. Springer.
- Goodman SJ, Blakeslee R, Christian H, Koshak W, Bailey J, McCaul E, Buechler D, Darden C, Burks J, et al. The north alabama lightning mapping array: Recent severe storm observations and future prospects. Atmospheric research 2005;76(1):423–37. Elsevier.
- Goodman SJ, Blakeslee RJ, Koshak WJ, Mach D, Bailey J, Buechler D, Carey L, Schultz C, Bateman M, McCaul E, et al. The goes-r geostationary lightning mapper (glm). Atmospheric Research 2013;125–126:34–49. Elsevier.
- Hazmi A, Emeraldi P, Hamid MI, Takagi N, Wang D. Characterization of positive cloud to ground flashes observed in indonesia. Atmosphere 2017;8(1):4.
- Hill J, Pilkey J, Uman M, Jordan D, Rison W, Krehbiel P, I Biggerstaff M, Hyland P, Blakeslee R. Correlated lightning mapping array and radar observations of the initial stages of three sequentially triggered florida lightning discharges. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 2013;118(15):8460–81.
- IEC-62305-2 . Iec-62305-2: Protection against lightning—part 2 (risk management). Number 3; 2013. p. 6–90.
- Karklinsky M, Morin E. Spatial characteristics of radar-derived convective rain cells over southern israel. Meteorologische Zeitschrift 2006;15(5):513–20. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.

- 553 Klugmann D, et al. A european lightning density analysis using 5 years of atdn  
554 data. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 2014;14(4):815.
- 555 Koshak W, Solakiewicz R. Retrieving the fraction of ground flashes from satel-  
556 lite lightning imager data using conus-based optical statistics. *Journal of*  
557 *Atmospheric and Oceanic Technology* 2011;28(4):459–73.
- 558 Koshak WJ, Cummins KL, Buechler DE, Vant-Hull B, Blakeslee RJ, Williams  
559 ER, Peterson HS. Variability of conus lightning in 2003–12 and associated  
560 impacts. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 2015;54(1):15–41.
- 561 Krehbiel PR, Brook M, McCrory RA. An analysis of the charge structure of  
562 lightning discharges to ground. *Journal of Geophysical Research: Oceans*  
563 1979;84(C5):2432–56.
- 564 Lang TJ, Pédeboy S, Rison W, Cervený RS, Montanyà J, Chauzy S, MacGor-  
565 man DR, Holle RL, Ávila EE, Zhang Y, et al. Wmo world record lightning  
566 extremes: Longest reported flash distance and longest reported flash duration.  
567 *Bulletin of the American Meteorological Society* 2016;(2016).
- 568 Leavers VF. *Shape Detection in Computer Vision Using the Hough Trans-*  
569 *form*. London: Springer London, 1992. URL: [http://dx.doi.org/10.1007/](http://dx.doi.org/10.1007/978-1-4471-1940-1)  
570 [978-1-4471-1940-1](http://dx.doi.org/10.1007/978-1-4471-1940-1). doi:10.1007/978-1-4471-1940-1.
- 571 MacGorman DR, Few A, Teer T. Layered lightning activity. *Journal of Geo-*  
572 *physical Research: Oceans* 1981;86(C10):9900–10.
- 573 Maini ES. Robust ellipse-specific fitting for real-time machine vision. In: *In-*  
574 *ternational Symposium on Brain, Vision, and Artificial Intelligence*. 2005. p.  
575 318–27. Springer.
- 576 March V. Lightning risk assessment to wind turbines: Methodology and guide-  
577 lines. In: *33rd International Conference on Lightning Protection (ICLP)*,  
578 Estoril. 2016. p. 1–8. doi:10.1109/ICLP.2016.7791381; iEEE.

- 579 McCaul Jr EW, Bailey J, Hall J, Goodman S, Blakeslee R, Buechler D. A flash  
580 clustering algorithm for north alabama lightning mapping array data. In:  
581 Preprints, Conf. on Meteorological Applications of Lightning data. 2005. .
- 582 McCaul Jr EW, Goodman SJ, LaCasse KM, Cecil DJ. Forecasting lightning  
583 threat using cloud-resolving model simulations. *Weather and Forecasting*  
584 2009;24(3):709–29.
- 585 Montanyà J, Fabró F, Velde Ovd, March V, Williams ER, Pineda N, Romero  
586 D, Solà G, Freijo M. Global distribution of winter lightning: a threat to  
587 wind turbines and aircraft. *Natural Hazards and Earth System Sciences*  
588 2016;16(6):1465–72. doi:doi:10.5194/nhess-16-1465-2016.
- 589 Montanyà J, van der Velde O, Solà G, Fabró F, Romero D, Pineda N, Argemí  
590 O. Lightning flash properties derived from lightning mapping array data. In:  
591 International Conference on Lightning Protection (ICLP), Shanghai. 2014a.  
592 p. 974–8. doi:doi:10.1109/ICLP.2014.6973264; iEEE.
- 593 Montanyà J, Velde O, Williams ER. Lightning discharges produced by wind  
594 turbines. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 2014b;119(3):1455–  
595 62.
- 596 Ogawa T, Brook M. The mechanism of the intracloud lightning dis-  
597 charge. *Journal of Geophysical Research* 1964;69(24):5141–50. doi:10.1029/  
598 JZ069i024p05141; wiley Online Library.
- 599 Orechovsky JR. Single Source Error Ellipse Combination. Technical Report;  
600 1996. DTIC Document.
- 601 Orville RE, Huffines GR, Burrows WR, Cummins KL. The north american  
602 lightning detection network (naldn)—analysis of flash data: 2001–09. *Monthly*  
603 *Weather Review* 2011;139(5):1305–22.
- 604 Pédeboy S, Schulz W. Validation of a ground strike point identification algo-  
605 rithm based on ground truth data. In: *Proceedings, International Lightning*  
606 *Detection Conference ILDC*. 2014. .

- 607 Pierce E. Electrostatic field-changes due to lightning discharges. Quarterly  
608 Journal of the Royal Meteorological Society 1955;81(348):211–28. doi:10.  
609 1002/qj.49708134808; wiley Online Library.
- 610 Pineda N, Bech J, Rigo T, Montanyà J. A mediterranean nocturnal heavy  
611 rainfall and tornadic event. part ii: Total lightning analysis. Atmospheric  
612 research 2011;100(4):638–48. Elsevier.
- 613 Pineda N, Rigo T, Montanyà J, van der Velde OA. Charge structure analysis  
614 of a severe hailstorm with predominantly positive cloud-to-ground lightning.  
615 Atmospheric Research 2016;178:31–44. Elsevier.
- 616 Poelman DR, Schulz W, Diendorfer G, Bernardi M. The european lightning  
617 location system euclid–part 2: Observations. Natural Hazards and Earth  
618 System Sciences 2016;16(2):607–16.
- 619 Porrill J. Fitting ellipses and predicting confidence envelopes using a bias cor-  
620 rected kalman filter. Image and vision computing 1990;8(1):37–41. Elsevier.
- 621 Price C, Rind D. What determines the cloud-to-ground lightning fraction in  
622 thunderstorms? Geophysical Research Letters 1993;20(6):463–6.
- 623 Proctor D. Lightning and precipitation in a small multicellular thunderstorm.  
624 Journal of Geophysical Research: Oceans 1983;88(C9):5421–40.
- 625 Proestakis E, Kazadzis S, Lagouvardos K, Kotroni V, Kazantzidis A. Lightning  
626 activity and aerosols in the mediterranean region. Atmospheric Research  
627 2016;170:66–75. Elsevier.
- 628 Qie X, Wang Z, Wang D, Liu M. Characteristics of positive cloud-to-ground  
629 lightning in da hinggan ling forest region at relatively high latitude, north-  
630 eastern china. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 2013;118(24).
- 631 Rakov VA, Huffines GR. Return-stroke multiplicity of negative cloud-to-ground  
632 lightning flashes. Journal of Applied Meteorology 2003;42(10):1455–62.

- Ray A, Srivastava DC. Non-linear least squares ellipse fitting using the genetic algorithm with applications to strain analysis. *Journal of Structural Geology* 2008;30(12):1593–602.
- Renard F, Chapon PM, Comby J. Assessing the accuracy of weather radar to track intense rain cells in the greater lyon area, france. *Atmospheric Research* 2012;103:4–19.
- Rison W, Thomas RJ, Krehbiel PR, Hamlin T, Harlin J. A gps-based three-dimensional lightning mapping system: Initial observations in central new mexico. *Geophysical Research Letters* 1999;26(23):3573–6. Wiley Online Library.
- Rudlosky SD, Fuelberg HE. Pre-and postupgrade distributions of nldn reported cloud-to-ground lightning characteristics in the contiguous united states. *Monthly Weather Review* 2010;138(9):3623–33.
- Rudlosky SD, Fuelberg HE. Seasonal, regional, and storm-scale variability of cloud-to-ground lightning characteristics in florida. *Monthly Weather Review* 2011;139(6):1826–43.
- Rustan PL, Uman MA, Childers DG, Beasley WH, Lennon CL. Lightning source locations from vhf radiation data for a flash at kennedy space center. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 1980;85(C9):4893–903. Wiley Online Library.
- Saba MM, Schulz W, Warner TA, Campos LZ, Schumann C, Krider EP, Cummins KL, Orville RE. High-speed video observations of positive lightning flashes to ground. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 2010;115(D24).
- Sastry A. Duration of a lightning flash. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics* 1970;32(11):1841IN11843–1842. Elsevier.
- Schonland B. The lightning discharge. *Handbuch der Physik* 1956;22:576–628. Springer Verlag.

- 661 Schulz W, Diendorfer G, Pedeboy S, Poelman DR. The european lightning  
662 location system euclid—part 1: Performance analysis and validation. *Natural*  
663 *Hazards and Earth System Sciences* 2016;16(2):595–605.
- 664 Stall CA, Cummins KL, Krider EP, Cramer JA. Detecting multiple ground  
665 contacts in cloud-to-ground lightning flashes. *Journal of Atmospheric and*  
666 *oceanic technology* 2009;26(11):2392–402.
- 667 Stano GT, Fuelberg HE, Roeder WP. Developing empirical lightning cessation  
668 forecast guidance for the cape canaveral air force station and kennedy space  
669 center. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 2010;115(D9). Wiley  
670 Online Library.
- 671 Thomas R, Krehbiel P, Rison W, Burning E. Lightning flash length estimation  
672 from lightning mapping array measurements. In: 6th Conf. on the Meteorol.  
673 App. of Lightning Data Proceedings. 2013. .
- 674 Thomas R, Krehbiel P, Rison W, Harlin J, Hamlin T, Campbell N. The lma  
675 flash algorithm. In: Proc. 12th Int. Conf. on Atmospheric Electricity. 2003.  
676 p. 655–6.
- 677 van der Velde OA, Montanyà J. Asymmetries in bidirectional leader devel-  
678 opment of lightning flashes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*  
679 2013;118(24).
- 680 Wang B, Shi W, Miao Z. Confidence analysis of standard deviational el-  
681 lipse and its extension into higher dimensional euclidean space. *PloS one*  
682 2015;10(3):e0118537. Public Library of Science.
- 683 Williams ER. The schumann resonance: A global tropical thermometer. *Sci-*  
684 *ence* 1992;256(5060):1184. The American Association for the Advancement  
685 of Science.
- 686 Yair Y, Shalev S, Erlich Z, Agrachov A, Katz E, Saaroni H, Price C, Ziv B.  
687 Lightning flash multiplicity in eastern mediterranean thunderstorms. *Natural*  
688 *Hazards and Earth System Sciences* 2014;14(2):165. Copernicus GmbH.

689 Ziv B, Saaroni H, Yair Y, Ganot M, Baharad A, Isaschari D. Atmospheric factors  
690 governing winter thunderstorms in the coastal region of the eastern mediter-  
691 ranean. Theoretical and applied climatology 2009;95(3-4):301. Springer.



**Artículo II. Charge structure of two tropical thunderstorms in Colombia**

## Charge structure of two tropical thunderstorms in Colombia

Jesús A. López<sup>1</sup>, Joan Montanyà<sup>1</sup>, Oscar A. van der Velde<sup>1</sup>, Nicolau Pineda<sup>1,2</sup>, Albert Salvador<sup>1,2</sup>, David Romero<sup>1</sup>, Daniel Aranguren<sup>3</sup> John Taborda<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Lightning Research Group, Technical University of Catalonia - BarcelonaTech, Campus Terrassa, Edifici TR1, Carrer Colom, 1, 08222 Terrassa, Spain.

<sup>2</sup> Meteorological Service of Catalonia, Carrer Berlín 38-46, 08029 Barcelona, Spain.

<sup>3</sup> Lightning Research Group PAAS-UN, National University of Colombia, Sede Bogotá, Edificio Camilo Torres - B5, Bogotá, Colombia

<sup>4</sup> University of Magdalena, Electronic Engineering Department, Edificio Docente, Santa Marta, Colombia

Corresponding author: Jesús Alberto López (jesus.alberto.lopez@upc.edu)

### Key Points:

1. The investigated tropical thunderstorms reveal lightning leaders at high altitudes, with a maximum height of about 16 km.
2. Lightning initiates most frequently between altitudes from 6 km to 14 km.
3. The analyzed Colombian tropical thunderstorms show a typical tripolar charge structure.

## Abstract

Charge structure derived from lightning leader development of tropical thunderstorms comprising equatorial latitudes of less than  $\pm 10^\circ$  has not been investigated yet. In this work, using a Lightning Mapping Array (LMA) installed in northern Colombia, the charge structure, lightning leader initiations and the cloud-to-ground strokes rates of two thunderstorms have been analyzed. Additionally, radar information is also included. The identification of the charge regions has been obtained by analyzing the propagation of lightning leader developments. Flashes initiate between 4 and 15 km altitude. High initiation rates are different in the two storms. In one case the high rates are found between 8 and 13 km. In the other case, the initiation heights are found between 10 and 15 km. The storms show typical tripolar charge structure where the upper positive charge is present at 10 to  $\sim 15$  km, the mid-level negative charge is found between 6 and 9 km and the lower positive charge between 4 and 6 km altitude. Intracloud lightning flashes with inverted polarity have been identified for a short period. In other periods, screening layer flashes have been detected at 14-15 km.

The overall results show that the charge structures in the two Colombian storms are similar to the structures reported in North-Central Florida, but with the significant difference that the flash initiation altitudes are 2 km higher in Colombia. The vertical configuration of the charge regions and the leader development of these thunderstorms may help explain the occurrence of terrestrial gamma-ray flashes in tropical thunderstorms.

## 1 Introduction

Despite the fact that highest rates of global lightning activity occur in the equatorial region, electrical parameters within tropical thunderstorms are still not widely characterized. The majority of climatological and electrical studies about lightning have been conducted in temperate and subtropical zones, using both global and regional lightning location systems. One of these systems, the 3-D Lightning Mapping Array (LMA), reveals lightning processes and vertical charge structures in storms, and has been used extensively in the United States, Europe and Brazil (e.g. Lang et al., 2017, Fuchs et al., 2015; van der Velde and Montanyà, 2013; Machado et al., 2014). This contributed significantly to the understanding of mid-latitude thunderstorms. However, no 3-D lightning mapping studies have so far been performed in the equatorial region.

As a global perspective of lightning activity, many studies derived from the space-based National Aeronautics and Space Administration Optical Transient Detector – OTD (Boccippio et al., 2000), the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Lightning Imaging Sensor – LIS (Christian, 2003), the World Wide Lightning Location Network – WWLLN (Dowden et al., 2002; Lay et al., 2004; Collier et al., 2006) and ELF magnetic field variations (Füllekrug and Fraser-Smith, 1997) have provided the first global temporal and spatial distribution, which is fundamentally concentrated over land in the three tropical “chimneys”: tropical South America, central Africa and the Maritime Continent (Australia and Southeast Asia) (Williams et al., 1992., Celestin and Pasko, 2011; Christian, 2003).

Some earlier studies of thunderstorms in equatorial zones have been summarized by MacGorman and Rust (1998). One of the first studies about charge configuration in tropical storms was conducted by Wang (1963), who, using electric field measurements suggested that the heights of the negative and positive charge regions were approximately located at 4 and 10 km, respectively. Similarly, Takahashi (1978) showed that the charge structures in tropical thunderstorms in Micronesia have a comparable charge distribution as storms in mid-latitude regions, which commonly are characterized by a tripolar configuration (Williams, 1989). Other studies have suggested that the lower positive charge region seems to play an important role in initiating cloud-to-ground lightning (e.g. Pawar, 2004; Krehbiel et al., 2008; Iudin et al., 2017).

However, the development of lightning leaders has not been investigated yet in thunderstorms at the equatorial zone. Besides the interest related to the electrification of tropical thunderstorms, the almost exclusive occurrence in these storms of terrestrial gamma-ray flashes (TGFs) (Splitt et al., 2010; Fabró et al., 2015) and gigantic jets (Chen et al., 2008) motivates investigation of lightning processes and charge structures. TGFs seems to be favored by the occurrence of upward intracloud leaders at high altitudes (Williams et al., 2006). In such situation if lightning leaders are assumed to be the source of the high energetic particles those would be less attenuated (e.g. Williams et al., 2006; Xu et al., 2012). Similarly, gigantic jets are thought to originate as lightning leaders reaching high altitudes (e.g. Krehbiel et al., 2008; Liu et al., 2015; Hsu et al., 2005). Thus, both TGFs and GJs might require convection with higher cloud tops and charge regions. These conditions might be found in equatorial regions.

In this paper, we present an analysis of the charge structure of two thunderstorms derived from the lightning leader activity using a Lightning Mapping Array network. These two thunderstorms occurred on November 16, 2015, and August 3, 2017 in Colombia.

## 2 Data and methodology

### 2.1 Colombia Lightning Mapping Array -COLLMA

The Lightning Mapping Array (LMA) system detects radio emission sources in the very high frequency range (VHF) emitted by the electrical breakdown process of lightning channels, and employs the time-of-arrival method to locate them three-dimensionally. The maximum magnitude of the VHF source power radiation is recorded every 80  $\mu$ s, and its time is synchronized according to a GPS-derived precise time. Each source requires detection by at least five stations to be located with an accuracy of about 50 and 100 meters in the horizontal and vertical plane, respectively. Typically, a few hundred up to a thousand or more sources are located per lightning flash. More detailed information about the LMA can be found in Rison et al., (1999) and Thomas et al., (2001, 2004).

Since the first Colombia Lightning Mapping Array (COL-LMA) system began permanent operation in the city of Santa Marta, Colombia, we have collected about 3 years of data. The COL-LMA is composed of six VHF receivers with baselines between 8 and 18 km distributed around Santa Marta (Figure 1). The array covers part of the highest coastal mountain range in the world, Sierra Nevada de Santa Marta (in the east direction, which extends up to 5600 m above mean sea level), one of the biggest swamps in the country, Ciénaga Grande, and the Caribbean coastline. The two thunderstorms of this study occurred within 50 km from the center of the network, where the detection efficiency and location accuracy are optimal (Thomas et al., 2004; Fuchs et al., 2015).

### 2.2 Colombian Total Lightning Detection Network

Cloud-to-ground lightning activity data has been obtained from the Colombian Total Lightning Detection Network, operated by the Keraunos Colombia since 2011 (Aranguren et al., 2017). This network is composed of nineteen low frequency (VLF/LF) sensors of LINET type (Betz et al., 2009) with base-lines between 90 to 140 km. Performance of this network can be found in Aranguren et al., (2017). It is important to mention that in this study we only consider cloud-to-ground (CG) strokes with peak current amplitudes greater than 10 kA as suggested by Cummins et al., (1998).

### 2.3 Weather radar

Weather radar information has been obtained from the Colombia radar network operated by the Colombian Air Force (Cáceres, 2017). In the present study, the radar echo top product was used to account for the thunderstorm vertical development. We use the TOP-12 and TOP-35 radar products describing the altitudes of the 12 and 35 dBZ reflectivity thresholds. The appearance of a 35 dBZ or greater radar reflectivity at heights above the -10 °C isotherm is indicative of the presence of a sufficient quantity of hydrometeors in the mixed phase region for electrical charging (e.g. Vincent et al., 2003), whereas the TOP-12 product is a proxy for the altitude of the thunderstorm top boundary (e.g. Yuter and Houze, 1995; Alcala and Dessler, 2002).

### 2.4 Methodology

Using the locations of the VHF sources provided by the LMA, it is possible to identify propagation of lightning leaders at different levels during lightning flashes (Rison et al., 1999; Rust et al., 2005). These sources are predominantly associated with breakdown

processes of negative leaders moving through regions of positively charged cloud particles. Positive leaders that grow inside of negative charge regions are poorly detected by VHF lightning mapping systems, but often these are detectable because of recoil leader processes (retrograde negative leaders) occurring along positive leaders (Shao and Krehbiel, 1996; Mazur, 2002; Edens et al., 2012). From the identification of the leader polarities, the spatial-temporal charge structure of storms and its evolution can be deduced (Thomas et al., 2001; Mazur, 2002; Wiens et al., 2005; Weiss et al., 2008; MacGorman et al., 2014; Pineda et al., 2016).

A lightning flash identification algorithm developed by van der Velde and Montanyà (2013) is used, which in turn was adapted from Thomas et al., (2003). This method filters out noise (sources not related with lightning) by considering a specific number of sources in a grid box. The size of the grid box depends on what reduction level is chosen. Then, the algorithm performs the flash detection using a specific time separation between each consecutive sources (of those that remain after filtering). This procedure does not consider any distance criteria to further separate the sources into possible multiple flashes occurring at the same time.

The charge identification is performed by analyzing the altitudes of the LMA lighting leaders as follows. The range of heights of the LMA sources for each flash (e.g. Figure 2) is identified according to the bidirectional leader model, similar to the method introduced by Wiens et al., (2005). Lightning is assumed to initiate between oppositely charged layers. In this procedure, we exclude the early (vertical) stage of lightning development which does not necessarily form part of a charge layer (“early stage” labelled in Figure 2). Then, the polarity of each leader is identified conforming to the time-distance method introduced by van der Velde and Montanyà (2013) (an example is shown in Figure 5). Heights and polarities of each lightning leader are graphically deduced, allowing for the identification of the charge structure. We also implemented the source power analysis described in Thomas et al., (2001) as a complementary procedure to identify charge regions. The vertical distribution of source power has been used for validation of resulting charge structures derived from the time-distance plots and time-height distributions. Figure 5c shows an example of the y-z power distribution between 20:45 – 21:00 UTC on August 3, 2017. Our method only uses flashes with more than 30 sources.

Additionally, we implemented the method introduced by Caicedo et al., (2018) for the analysis of the flash initiation. If the standard deviation of the first 5 to 10 LMA sources of a flash is less than 500 m, this region is considered compact and its centroid is assumed as the lightning flash initiation location (more detail can be found in Caicedo et al., (2018)).

The upper panel in Figure 2 shows a time-altitude plot of the LMA sources in which a bi-level IC lightning structure can be identified. In this case, the initiation of the flash was detected at a height of about 6 km. LMA sources labeled as early stage in the upper panel correspond to the early stage of development of lightning discharge through a quasi-neutral region. The flash shows negative and positive leaders growing through opposite charge regions (the upper positive and the mid-level negative layer).

## 3 Results

### 3.1 General description

A total of 4488 flashes from two thunderstorms detected by COL-LMA on November 16, 2015, and August 3, 2017 have been analyzed. Of the total flashes, 2076 correspond to the first storm and 2412 to the second one. Both storms occurred within approximately 50 km of the center of the LMA array. Every single flash has been examined in concordance with the methodology described in the section before. For both storms, the temporal-spatial evolution of the charge structure and the altitudes of the lightning flash initiation have been analyzed. Additionally, CG strokes and weather radar information is included.

### 3.2 Identification of the height of lightning initiation

The time-altitude density maps in Figure 3 show the distribution of the initiation of lightning flashes. In addition, height of the tropopause derived from proximity soundings and weather radar information (only available for the 16 November 2015 case) are included.

In the storm of November 16, 2015, initiations of lightning flashes were distributed between 8 and 13 km. The storm showed a first intensification in lightning activity at about 30 minutes before 19:10 UTC. At 19:10 UTC, most of lightning initiated at altitudes 9 km. As in Williams (2003), we assume that this altitude corresponds to quasi-neutral regions being consistent with the distribution of charge centers that will be presented later (Figure 4a). At 19:30 UTC the storm presented the highest density of flash initiations, located at relatively low altitude of 8.5 km. At 19:30 UTC cloud stroke rates rapidly increase, as well as cloud-to-ground strokes rates (Figure 4a). The highest electrical development of the storm occurs later at about 20:40 UTC. At this moment, the most typical altitude of lightning flash initiation was located at 11.5 km but spread in a range up to 13 km.

From the beginning of lightning activity, the TOP-35 dBZ rapidly reached altitudes over 13 km until 19:50 UTC, corresponding with the period where lightning flash initiations were at lower level ( $< 10$  km) but with the upper positive charge region below 13 km. After that time, lightning initiations rose to altitudes  $> 10$  km while the upper positive charge region reached altitudes near 15 km. This indicates an increase of the vertical development of the lightning activity, although the TOP-35 dBZ was at lower altitudes compared with the first hour of lightning activity of the storm. The TOP-12 dBZ was found at a constant altitude between 14 and 15 km during the analyzed period.

In the case of August 3, 2017, initiations of lightning flashes were mainly found above 9 km for the entire duration of the storm. At 20:50 UTC, shortly after the beginning of the storm, lightning initiations were found at 9 km coinciding with an intensification of the storm in terms of lightning and vertical development of the charge regions (Figure 4b). It only lasted for about 10 minutes. The storm intensified later at 22:00 UTC presenting typical initiations at 12.5 km but ranging from 10 to  $< 15$  km. Lightning initiation reached altitudes slightly over 15 km at 22:30 UTC coinciding with the maximum vertical development of the charge regions. Around and after this time, high altitude initiations of lightning flashes were related to the presence of negative charge regions at the top of the storm. We deduced the presence of screening layers after identifying electrically active regions at high altitudes (up to 14 km) together with the analysis of polarities of lightning leader throughout the upper dipole as is shown in Figures 3-6. Similar to the case of November 16, 2015, the highest rates of flash initiations at high altitude close to

the end of the storm were followed by an increase of CG lightning stroke rates. In August 3, 2017, initiations of these CG strokes were well distinguished at altitudes of about 6 km.

The histograms in Figure 3 show how the initiations on November 16, 2015, were more widely distributed between 8 and 12 km, with a mean altitude around 10 km, whereas on August 3, 2017, the initiations had a wide distribution between 9 to 15 km, with mean heights close to 12 km and a lower peak at 5.5 km corresponding to the burst of initiations of cloud-to-ground strokes near the end of the storm.

### 3.3 Charge structure

Figure 4 presents the spatio-temporal evolution of the charge structure of the two analyzed thunderstorms. In addition, the figure includes total LMA lightning flash rates, cloud-to-ground discharges, radar TOP-12 dBZ and TOP-35 dBZ, height of the tropopause and temperatures at given altitudes.

The storm on November 16, 2015, (Figure 4a) exhibited a dipolar structure for the first 35 minutes while the upper positive charge region reached 12 km and the mid-level charge remained between 6 and 8 km. During this period cloud-to-ground lightning activity was marginal whereas at the end of the period, the total lightning flash rates abruptly increased. This was followed by a rise of the top height of the upper positive charge region up to 13 km. After 19:30 UTC the storm showed a tripolar charge structure and cloud-to-ground lightning activity became significant. After one hour, at 20:30 UTC, the upper positive charge region reached its highest altitude slightly below 15 km coinciding with the maximum LMA flash rate. During the period between 20:00 and 20:45 UTC, the tripole was elevated, lifting all the three charge regions and also the quasi-neutral region. As pointed out before, during this period the storm presented its maximum lightning activity and lightning flash initiations at 10 to 13 km. After 20:45 UTC LMA flash rates and the tops of the upper positive charge started to decrease. The further decrease in LMA flash rates at 21:00 UTC coincides with a slightly increase of the cloud-to-ground lightning. During the storm, the upper positive charge region extended from temperatures lower than  $-35^{\circ}\text{C}$  (10 km) up to  $-75^{\circ}\text{C}$  (15 km). The mid-level negative charge region was mainly located from  $-5^{\circ}\text{C}$  (6 km) to  $-24^{\circ}\text{C}$  (9 km). The lower positive charge region remained below the  $-11^{\circ}\text{C}$  level (7 km) to  $6^{\circ}\text{C}$  (4 km). As the storm was developing, lightning started when the TOP-35 dBZ radar reached an altitude of 10 km. The TOP-35 dBZ reached a maximum altitude of 13 km between 19:00 and 19:45 UTC. From this time, the altitude of the TOP-35 dBZ remained at lower levels although the electrical activity of the storm and the top of the upper positive charge regions peaked. Lightning activity ended at the time when the TOP-35 dBZ decreased to altitudes below 10 km.

The charge structure and lightning activity on August 3, 2017, are depicted in the Figure 4b. The storm presented a higher vertical development of the charge regions reaching altitudes up to 15 km. This storm showed more complex charge structure than the previous. The storm exhibited dipolar structure before 20:45 UTC, between 23:15 and 23:45 UTC and between 21:30 and 22:00 UTC. For the rest, periods with a tripolar structure coincided with the presence of cloud-to-ground lightning. Occasionally, a negative screening layer was present above the upper positive charge region.

In the storm of November 16, 2015, during the period between 19:15 and 19:30 UTC, some lightning flashes displayed inverted polarity structure. An example is the flash in Figure 5a. This flash initiated at about 9.5 km (black point in the figure) with downward



negative leader propagation which extended horizontally at altitudes between 8 to 9 km. At higher altitudes (10-11 km), a few sources indicate positive leader propagation. The time-distance plot included in the same figure 5 confirms the polarity of the leaders based on their propagation speed.

## 4 Discussion

During the mature phase of the two storms, the midlevel negative charge region was generally located between  $\sim 6$  and 9.5 km, where the temperatures given by the closest radiosonde and reanalysis data were  $-5$  °C to  $-30$  °C, respectively. The upper positive charge extended from  $\sim 10$  to 14.5 km approximately with temperatures between  $-42$  °C to  $-70$  °C, respectively. The lower positive charge was found between 4 and 6 km corresponding to temperature levels between  $6$  °C to  $-5$  °C. These altitudes of the charge regions and vertical extension of the two presented thunderstorms at latitudes less than  $10^\circ$  in Colombia are similar to the summer multi-cell storms in North-Central Florida presented by Pilkey et al., (2014) and Caicedo et al., (2018). However, the Colombian thunderstorms of the present study have higher typical initiation altitudes. The storm on November 16, 2015 showed peaks of flash initiation at 9 km and 11 km whereas the storm on August 3, 2017 presented also peaks at high altitudes around 14 km. In the multi-cell North-Central Florida thunderstorms in Caicedo et al., (2018), the peaks of flash initiation height were found at 5.5, 7.8 and 8.8 km. In Colombia the peaks of flash initiation correspond colder temperatures (e.g.  $-35$  °C at 11 km on November 16, 2015) than the temperatures in North-Central Florida (e.g.  $<-20$  °C). This indicates that in the Colombian storms the predominant initiation occurred between the opposite charge regions of the main layers. The initiations around  $-35$  °C are consistent with a peak of LMA source activity in quasi-neutral regions, similar to the isolated convective storms with normal polarity charge structure in northern Alabama, Washington DC and central Oklahoma investigated by (Fuchs et al., 2015; Fuchs and Rutledge, 2018). The range of the flash initiation altitudes between the mid-level negative region and upper positive layer is similar in Colombia ( $\sim 2.3$  km) and North Florida (2-3 km). Summing up, the charge structures found in the two Colombian storms are similar to the ones reported in North-Central Florida but with significant differences found in the height of the initiation peak of LMA sources that are about 2-3 km higher in Colombia.

In addition, lightning flash activity started when the radar echo TOP 35 dBZ reached 10 km and ended when this reflectivity returned below that altitude. During the storm lifecycle, the TOP 35 dBZ remained above 10 km with maximum tops at more than 13 km. Caicedo et al., (2018) found the initiation of lightning activity when the TOP 45 dBZ reached 9 km which can indicate that the storms in North-Central Florida developed under more intense convective conditions than the investigated thunderstorms in Colombia.

In terms of number of lightning flashes, the thunderstorm on November 16, 2015, produced 95 –CG strokes and 2076 intracloud flashes whereas the thunderstorm on August 3, 2017, reported 106 –CG strokes and 2412 intracloud flashes. This results in a percentage of intracloud flashes of 95 % which is similar to the 90.7- 97.9 % found in the investigated storms in North-Central Florida by Caicedo et al., (2018). The two Colombian thunderstorms produced maximum total lightning rates of  $\sim 25 \text{ min}^{-1}$  being lower than the maximum flash rates in the compared storms in Florida, but similar in the overall rates ( $< 20 \text{ min}^{-1}$ ) during the same Floridian storm lifetimes. On the other hand, the cloud-to-ground stroke rates of the two thunderstorms in this work (Figure 4) are much

lower than the ones reported in Colombia by Inampué (2013) with maximum stroke rates of  $27 \text{ min}^{-1}$ . That indicates that the two presented storms cannot be classified as intense in terms of CG rates. Despite the low CG rates, it is worth mentioning that the low positive charge layers were clearly identified during periods of enhancement of CG occurrence. This is in agreement with the mechanism described by Krehbiel et al., (2008) and the observations in the tropics by Pawar (2004). A more recent study on this topic can be found in Iudin et al., (2017).

The analyzed storms also have shown initiation peaks of the LMA sources related to the early stage of development of lightning above the positive charge center, indicating the formation of screening layers. The absence of a screening layer would not allow initiation above the upper positive charge layer in the same manner that the absence of a lower positive charge prevents the occurrence of cloud-to-ground flashes (see e.g., Krehbiel et al., 2008 and references therein). The identified breakdown events involving flashes initiated above the upper positive charge with few tens of sources are similarly to those reported by Bruning et al., (2010) in a central Oklahoma supercell. No specific indications are provided in Caicedo et al., (2018) and Pilkey et al., (2014) related to the occurrence of breakdown involving screening layers but some of their multi-cell storms have similar charge structure to the cases presented here. Further investigations of the occurrence of breakdown involving upper screening layers in Colombian thunderstorms are still needed, but as far as the authors have found analyzing thunderstorms in that area these flashes can be common. Table 1 summarizes our main findings from the two analyzed thunderstorms in Colombia.

In the case of the two analyzed thunderstorms, we have shown that lightning flashes in Colombia can achieve high altitudes  $\sim 15 \text{ km}$  (Figure 6), which is of significant interest for the characterization of the electrical conditions of tropical thunderstorms favorable for the production of TGFs as well as GJs. Based on the analyzed charge structures and the presence of negative leaders at high altitudes these thunderstorms are of the type favorable of TGFs production as described by Chronis et al., (2016). In Lu et al., (2010) a TGF was correlated with an IC lightning flash derived from the North Alabama Lightning Mapping Array whose charge structure exhibited a bipolar configuration centered at 8.5 and 13 km for the mid-level and the upper positive layers, respectively. This storm had cloud tops between 13 and 16 km. In addition, Cummer et., al (2015) found that TGFs are produced several milliseconds after lightning leader initiations associated with radio pulses located at altitudes between 9.4 and 11.2 km. We have shown that the two analyzed storms produce typical lightning initiations in these ranges.

## 5 Conclusions

Summarizing, this paper has presented the first characterization of the electrical behavior of the two tropical thunderstorms in South America at latitudes less than  $\pm 10^\circ$  using a Lightning Mapping Array. Volumetric weather radar data has been also included in this study. The following conclusions are summarized:

1. The two storms revealed the presence of lightning leaders at altitudes up to 16 km.
2. In general, the altitudes of the charge regions are similar to those found in literature of multi-cells in North-Central Florida.

3. Lightning initiations peaked at altitudes of 9-10 km and 14 km, those are higher than those in the compared thunderstorms in Florida.
4. The peaks of the LMA sources related to the upper positive charge and the midlevel negative charge regions are about 2-3 km higher in the Colombia than in the North-Central Florida storms.
5. Flashes involving upper screening layers up to 15 km have been identified.
6. Lightning activity initiated when the radar echo TOP 35 dBZ reached 10 km and ended when this reflectivity returned below that altitude. The altitude of the TOP 12 dBZ coincided with the maximum altitude of the upper positive charge region.
7. CG activity was predominant during the presence of the lower positive charge region.
8. Lightning flashes with a bi-level inverted structure have been identified.

To conclude, besides the meteorological information provided in this paper, the results are of interest for the understanding of the almost exclusive production of TGFs in tropical thunderstorms. We have shown that the charge structures, altitudes of negative lightning leaders and initiation of lightning flashes in the analyzed storms fulfill the predicted and reported conditions of occurrence of TGFs investigated by other authors.

## Acknowledgments

This work was supported by research grants from the Spanish Ministry of Economy and the European Regional Development Fund (FEDER): **ESP2013-48032-C5-3-R**, **ESP2015-69909-C5-5-R** and **ESP2017-86263-C4-2-R**.

The authors are grateful to Keraunos for providing lightning data. Also, we would like to thank the Colombian governmental institutions AEROCIVIL and FAC for providing the weather radar information.

The data derived from the Colombia LMA network are available in the supporting information.

## Table and Figure captions

Table 1. Summary of the main characteristics obtained from two thunderstorms in Colombia.

Figure 1. Geographical location of Colombia and the Colombia Lightning Mapping Array network –COL-LMA.

Figure 2. LMA multi-panel plot for a single flash detected on August 3, 2017. The upper panel shows a time-altitude plot of the flash; the left panel is a plan view of longitude versus latitude coordinates with elevation contour lines in color. The right panels show the height of the LMA sources versus latitude and longitude. The LMA sources (dots) are colored by time. The black triangles are the COL-LMA sensors.

Figure 3. Spatial and temporal density of the lightning flash initiation. The histograms on the right show the frequency distribution of the initiation heights. TOP-12 dBZ (dotted line), TOP-35 dBZ (dashed line), Tropopause altitude (solid line). For the 16 November 2015 case, the height of the tropopause was deduced from the closest radiosonde. In the case of August 3, 2017, the height of the tropopause was determined from reanalysis.

Figure 4. Charge distribution of the two analyzed storms. Negative CG stroke rate (red dashed line), positive CG stroke rate (red dotted line), TOP-12 dBZ (black dotted line), TOP-35 dBZ (black dashed line), Tropopause altitude (black solid line) and LMA flash rate (blue solid line).

Figure 5. Example of an inverted polarity flash. a) Plan view and side views of the LMA sources as described in Figure 2. b) Time-distance plot (van der Velde and Montanyà, 2013). The slope of the dashed lines corresponds to typical positive leader speeds ( $2 \cdot 10^4 \text{ m s}^{-1}$ ) and negative leader speeds ( $10^5 \text{ m s}^{-1}$  and  $10^6 \text{ m s}^{-1}$ ). c) Source power of the sources during 15 minutes of the storm on August 3, 2017. A tripolar charge distribution is identified. Sources in a) and b) are colored by time whereas in c) are colored by power.

Figure 6. Same as Figure 2, except for an interval of 20 seconds with high altitude breakdown (High-alt) that occurs above the upper positive charge region.

Table 1: Summary of the main characteristics obtained from two thunderstorms in Colombia

Variable	November 16, 2015	August 3, 2017
Total flashes	2076	2412
Total -CG	95	106
Maximum LMA flash rates ( $\text{min}^{-1}$ )	27	22
Maximum -CG stroke rates ( $\text{min}^{-1}$ )	$\sim 3$	$\sim 4$
Maximum height of the LMA flash initiation (km)	11	14
Range of the upper positive charge and temperature*	12 km to 15 km -35°C to -75°C	11 km to 14 km -55°C to 71°C
Range of the Midlevel negative charge and temperature*	7 km to 9.5 km -5°C to -30°C	5 km to 6 km -7°C to -36°C
Range of the lower positive charge and temperature*	5 km to 7 km 6°C to - 11°C	6 km to 9 km 3°C to -7°C
Altitude of the tropopause	$\sim 16$ km	$\sim 16$ km

\* Value obtained during mature stage of storm.

Figure 1.



Figure 2.

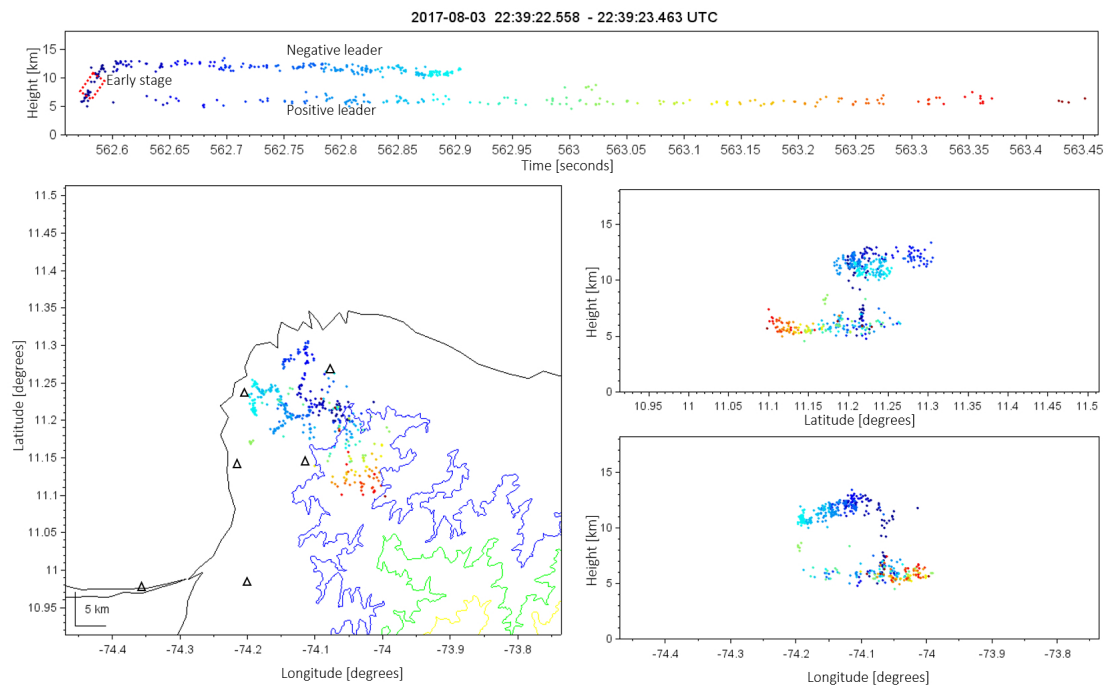


Figure 3.

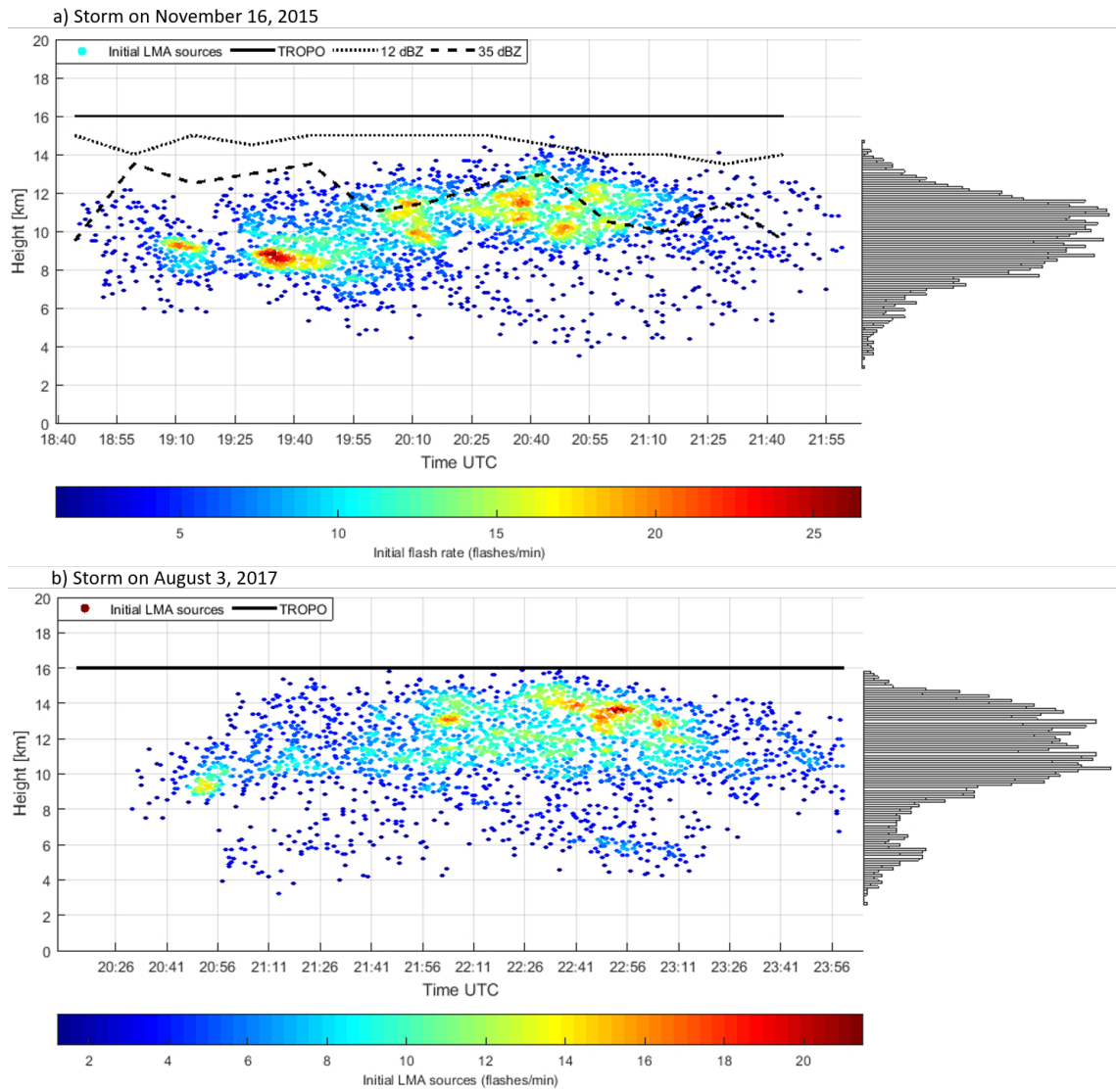




Figure 4.

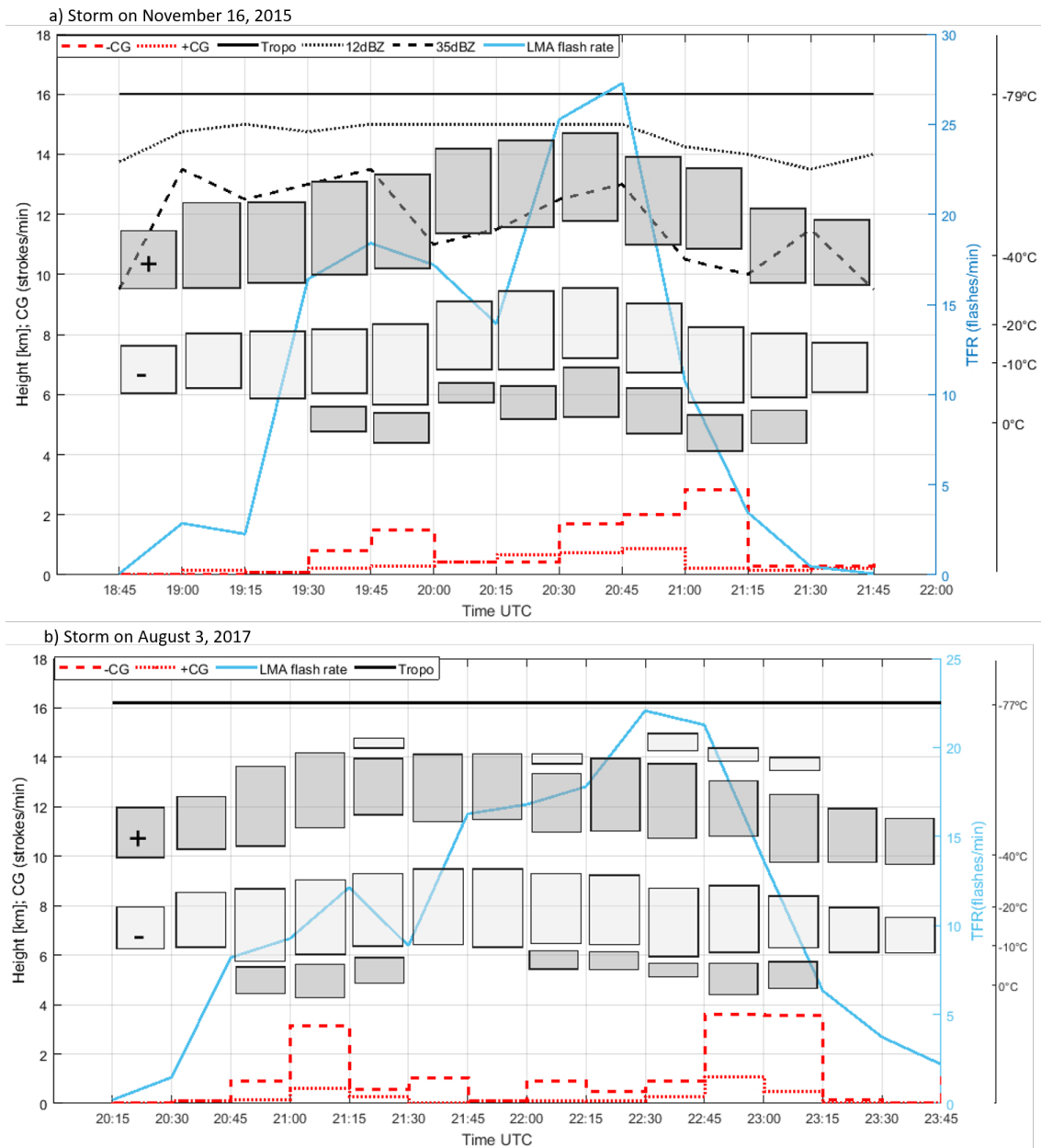


Figure 5.

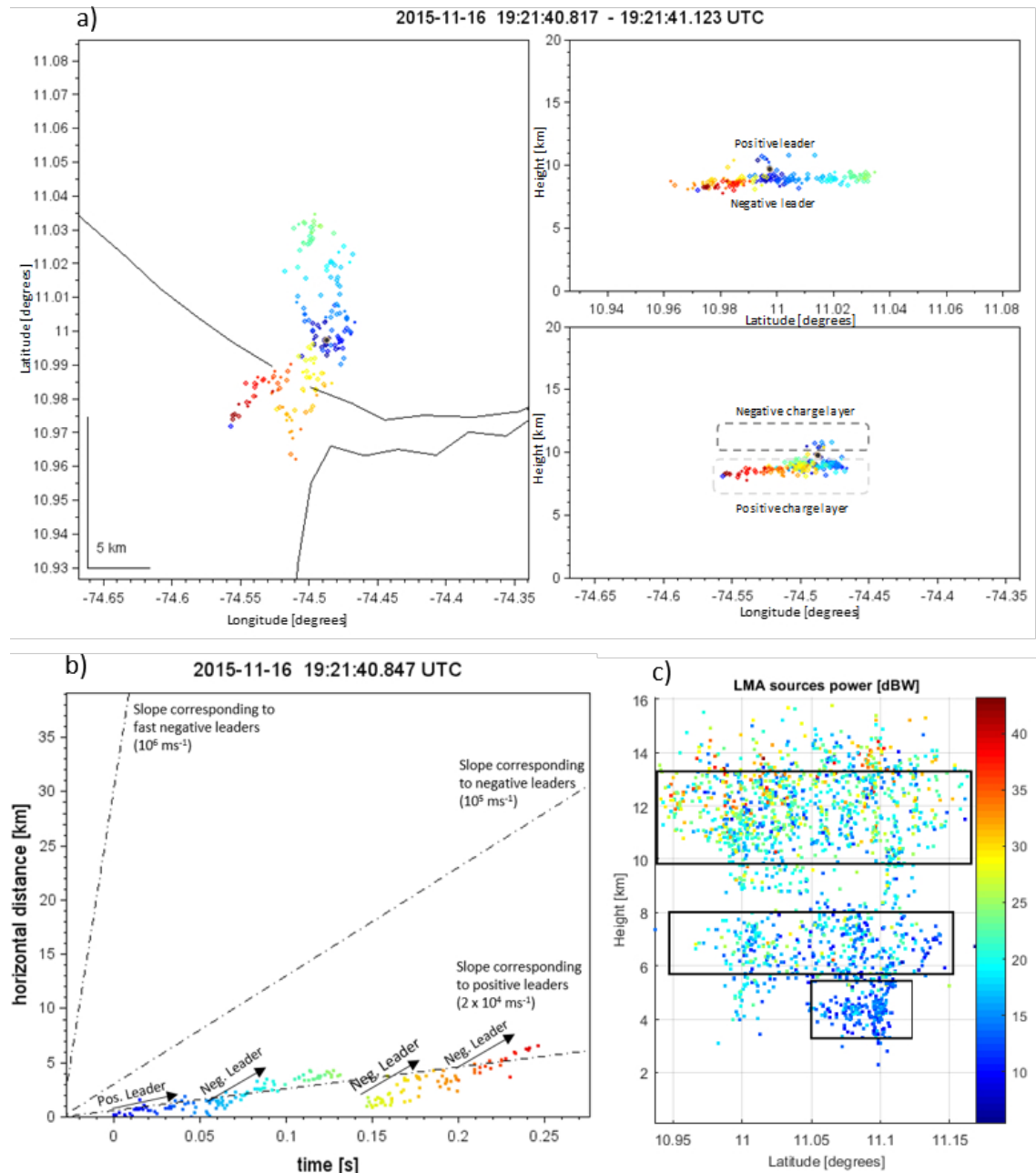
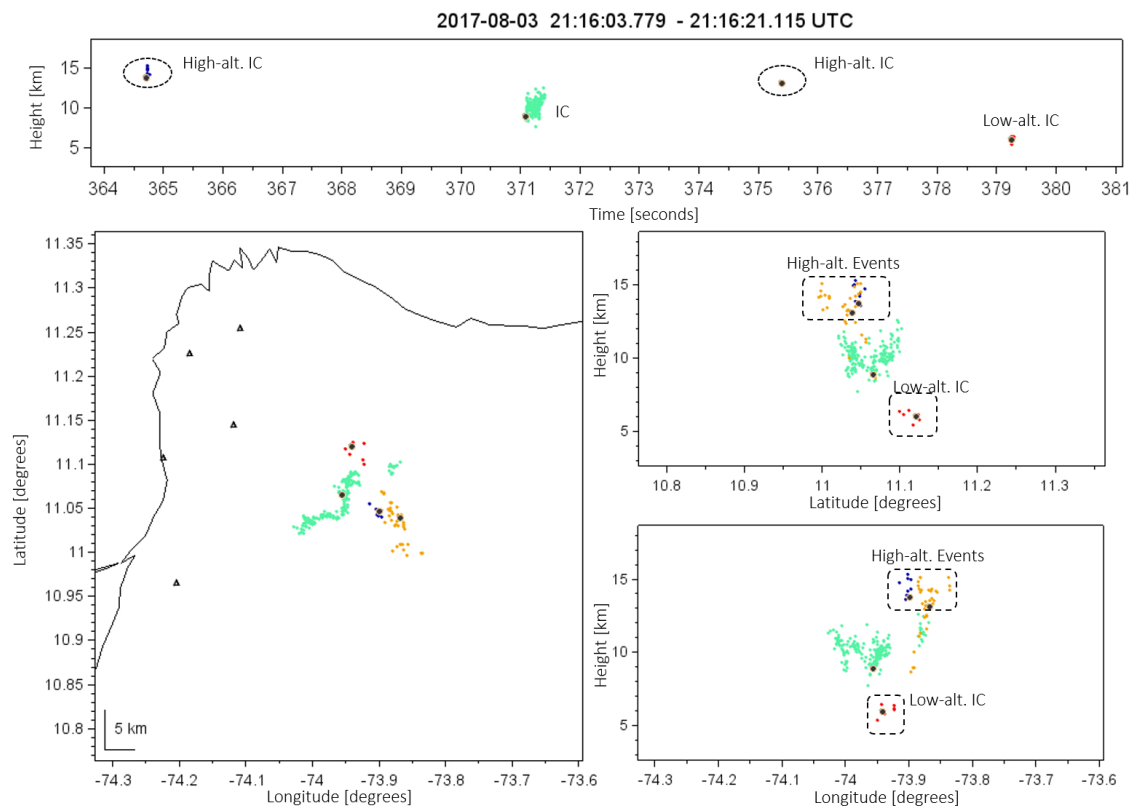


Figure 6.



## References

- Alcala, C., & Dessler, A. (2002). Observations of deep convection in the tropics using the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) precipitation radar. *Journal of Geophysical Research*, 107(D24), 4792. <https://doi.org/10.1029/2002JD002457>
- Aranguren, D., López, J., Inampué, J., Torres, H., & Betz, H. (2017). Cloud-to-ground lightning activity in Colombia and the influence of topography. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 154, 182–189. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2016.08.010>
- Betz, H., Schmidt, K., & Oettinger, W. (2009). LINET—An international VLF/LF lightning detection network in Europe. In *Lightning: Principles, Instruments and Applications*. Springer. [https://doi.org/10.1007/978-1-4020-9079-0\\_5](https://doi.org/10.1007/978-1-4020-9079-0_5)
- Boccippio, D., Koshak, W., Blakeslee, R., Driscoll, K., Mach, D., Buechler, D., Boeck, W., Christian, H. J., & Goodman, S. J. (2000). The optical transient detector (OTD): Instrument characteristics and cross-sensor validation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17(4) 441–458. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2000\)017<0441:TOTDOI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2000)017<0441:TOTDOI>2.0.CO;2)
- Bruning, E., Rust, D., MacGorman, D., Biggerstaff, M., & Schuur, T. (2010). Formation of charge structures in a supercell. *Monthly Weather Review*, 138(10), 3740–3761. <https://doi.org/10.1175/2010MWR3160.1>
- Cáceres, R. (2017). Radar meteorológico. In *Meteorología aplicada a la seguridad de las operaciones aéreas. Colección Ciencia y Poder Aéreo No. 12*, pp 200–219. Bogotá-Colombia. ISBN: 978-958-59961-1-3
- Celestin, S., & Pasko, V. (2011). Energy and fluxes of thermal runaway electrons produced by exponential growth of streamers during the stepping of lightning leaders and in transient luminous events. *Journal of Geophysical Research*, 116, A03315. <https://doi.org/10.1029/2010JA016260>
- Chen, A., Kuo, C., Lee, Y., Su, H., Hsu, R., Chern, J., Frey, H., Mende, S., Takahashi, Y., Fukunishi, H., Chang, Y., Liu, T., & Lee, L. (2008). Global distributions and occurrence rates of transient luminous events. *Journal of Geophysical Research*, 113, A08306. <https://doi.org/10.1029/2008JA013101>
- Christian, H. (2003). Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector. *Journal of Geophysical Research*, 108(D1), 4005. <https://doi.org/10.1029/2002JD002347>
- Chronis, T., Briggs, M., Priftis, G., Connaughton, V., Brundell, J., Holzworth, R., Heckman, S., McBreen, S., Fitzpatrick, G., & Stanbro, M. (2016). Characteristics of thunderstorms that produce terrestrial gamma ray flashes. *American Meteorological Society*, 97(4), 639–653. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00239.1>
- Collier, A., Hughes, A., Lichtenberger, J., & Steinbach, P. (2006). Seasonal and diurnal variation of lightning activity over southern Africa and correlation with European whistler observations. *Annales Geophysicae*, 24(2), 529–542. <https://doi.org/10.5194/angeo-24-529-2006>
- Cummer, S., Lyu, F., Briggs, M., Fitzpatrick, G., Roberts, O., & Dwyer, J. (2015). Lightning leader altitude progression in terrestrial gamma-ray flashes. *Geophysical Research Letters*, 42, 7792–7798. <https://doi.org/10.1002/2015GL065228>

Cummins, K., Murphy, M., Bardo, E., Hiscox, W., Pyle, R., & Pifer, A. (1998). A combined TOA/MDF technology upgrade of the US National Lightning Detection Network. *Journal of Geophysical Research*, 103(D8), 9035–9044.

<https://doi.org/10.1029/98JD00153>

Dowden, R., Brundell, J., & Rodger, C. (2002). VLF lightning location by time of group arrival (TOGA) at multiple sites. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 64(7), 817–830. [https://doi.org/10.1016/S1364-6826\(02\)00085-8](https://doi.org/10.1016/S1364-6826(02)00085-8)

Edens, H., Eack, K., Eastvedt, E., Trueblood, J., Winn, W., Krehbiel, P., Aulich, G., Hunyady, S., Murray, W., Rison, W., Behnke, S., & Thomas, R. (2012). VHF lightning mapping observations of a triggered lightning flash. *Geophysical Research Letters*, 39, L19807. <https://doi.org/10.1029/2012GL053666>

Fabró, F., Montanyà, J., Marisaldi, M., van der Velde, O., & Fuschino, F. (2015). Analysis of global terrestrial gamma ray flashes distribution and special focus on AGILE detections over South America. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 124, 10–20. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2015.01.009>

Fuchs, B., & Rutledge, S. (2018). Investigation of lightning flash locations in isolated convection using LMA observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 77, 5916–5925. <https://doi.org/10.1128/AEM.00611-11>

Fuchs, B., Rutledge, S., Bruning, E., Pierce, J., Kodros, J., Lang, T., MacGorman, D., Krehbiel, P., & Rison, W. (2015). Environmental controls on storm intensity and charge structure in multiple regions of the continental United States. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120, 6575–6596. <https://doi.org/10.1002/2015JD023271>

Füllekrug, M., & Fraser-Smith, A. (1997). Global lightning and climate variability inferred from ELF magnetic field variations. *Geophysical Research Letters*, 24(19), 2411–2414. <https://doi.org/10.1029/97GL02358>

Hsu, R., Chen, A., Kuo, C., Lee, Y., Su, H., Fukunishi, H., Takahashi, Y., Adachi, T., Yamamoto, K., Frey, H., Mende, S., & Lee, L. (2005). Gigantic jet observation by the ISUAL payload of FORMOSAT-2 satellite. *AGU Fall Meeting Abstracts*, 114(A4). <https://doi.org/10.1029/2008JA013791>

Inampué, J. (2013). Integración de los sistemas de alerta de tormentas eléctricas en redes inteligentes autor: IE (Master dissertation, *Universidad Nacional de Colombia*), 91–137. URL: <http://bdigital.unal.edu.co/46302/1/822308.2014.pdf>

Iudin, D., Rakov, V., Mareev, E., Iudin, F., Syssoev, A., & Davydenko, S. (2017). Advanced numerical model of lightning development: Application to studying the role of LPCR in determining lightning type. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122, 6416–6430. <https://doi.org/10.1002/2016JD026261>

Krehbiel, P., Rioussel, J., Pasko, V., Thomas, R., Rison, W., Stanley, M., & Edens, H. (2008). Upward electrical discharges from thunderstorms. *Nature Geoscience*, 1(4), 233–237. <https://doi.org/10.1038/ngeo162>

Lang, T. J., Pédeboy, S., Rison, W., Cervený, R. S., Montanyà, J., Chauzy, S., MacGorman, D. R., Holle, R. L., Ávila, E. E., Zhang, Y., Carbin, G., Mansell, E.

- R., Kuleshov, Y., Peterson, T. C., Brunet, M., Driouech, F., & Krahenbuhl, D. S. (2017). WMO world record lightning extremes: Longest reported flash distance and longest reported flash duration. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(6), 1153–1168. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0061.1>
- Lay, E., Holzworth, R., Rodger, C., Thomas, J., Pinto, O., & Dowden, R. (2004). WWLLN global lightning detection system: Regional validation study in Brazil. *Geophysical Research Letters*, 31, L03102. <https://doi.org/10.1029/2003GL018882>
- Liu, N., Spiva, N., Dwyer, J., Rassoul, H., Free, D., & Cummer, S. (2015). Upward electrical discharges observed above Tropical Depression Dorian. *Nature Communications*, 6(1), 5995. <https://doi.org/10.1038/ncomms6995>
- Lu, G., Blakeslee, R., Li, J., Smith, D., Shao, X., McCaul, E., Buechler, D., Christian, H., Hall, J., & Cummer, S. (2010). Lightning mapping observation of a terrestrial gamma-ray flash. *Geophysical Research Letters*, 37, L11806. <https://doi.org/10.1029/2010GL043494>
- MacGorman, D., Biggerstaff, M., Waugh, S., Pilkey, J., Uman, M., Jordan, D., and Betten, D. (2014). Coordinated LMA, balloon-borne electric field, and polarimetric radar observations of a triggered lightning flash at Camp Blanding. *XV International Conference on Atmospheric Electricity*, Norman, Oklahoma (pp. 15-20).
- MacGorman, D., & Rust, W. (1998). The electrical nature of storms. Oxford: Oxford University.
- Machado, L. A., Silva Dias, M. A., Morales, C., Fisch, G., Vila, D., Albrecht, R., Goodman, S. J., Calheiros, A. J., Biscaro, T., Kummerow, C., & Cohen, J. (2014). The Chuva Project: How does convection vary across Brazil? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(9), 1365–1380. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00084.1>
- Mazur, V. (2002). Physical processes during development of lightning flashes. *Comptes Rendus Physique*, 3(10), 1393–1409. [https://doi.org/10.1016/S1631-0705\(02\)01412-3](https://doi.org/10.1016/S1631-0705(02)01412-3)
- Pawar, S. (2004). Evolution of lightning and the possible initiation/triggering of lightning discharges by the lower positive charge center in an isolated thundercloud in the tropics. *Journal of Geophysical Research*, 109, D02205. <https://doi.org/10.1029/2003JD003735>
- Pilkey, J., Uman, M., Hill, J., Ngien, T., Gameraota, W., Jordan, D., Caicedo, J., & Hare, B. (2014). Rocket-triggered lightning propagation paths relative to preceding natural lightning activity and inferred cloud charge. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119, 13,427–13,456. <https://doi.org/10.1002/2014JD022139>
- Pineda, N., Rigo, T., Montanyà, J., & van der Velde, O. (2016). Charge structure analysis of a severe hailstorm with predominantly positive cloud-to-ground lightning. *Atmospheric Research*, 178-179, 31–44. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.03.010>
- Rison, W., Thomas, R., Krehbiel, P., Hamlin, T., & Harlin, J. (1999). A GPS-based three-dimensional lightning mapping system: Initial observations in central New Mexico. *Geophysical Research Letters*, 26(23), 3573–3576. <https://doi.org/10.1029/1999GL010856>

- Rust, D., MacGorman, D., Bruning, E., Weiss, S., Krehbiel, P., Thomas, R., Rison, W., Hamlin, T., & Harlin, J. (2005). Inverted-polarity electrical structures in thunderstorms in the Severe Thunderstorm Electrification and Precipitation Study (STEPS). *Atmospheric Research*, 76(1-4), 247–271. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2004.11.029>
- Shao, X., & Krehbiel, P. (1996). The spatial and temporal development of intracloud lightning. *Journal of Geophysical Research*, 101(D21), 26,641–26,668. <https://doi.org/10.1029/96JD01803>
- Splitt, M., Lazarus, S., Barnes, D., Dwyer, J., Rassoul, H., Smith, D., Hazelton, B., & Grefenstette, B. (2010). Thunderstorm characteristics associated with RHESSI identified terrestrial gamma ray flashes. *Journal of Geophysical Research*, 115, A00E38. <https://doi.org/10.1029/2009JA014622>
- Takahashi, T. (1978). Electrical properties of oceanic tropical clouds at Ponape, Micronesia. *Journal Monthly Weather Review*, 106, 1598–1612. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1978\)106<1598:EPOOTC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1978)106<1598:EPOOTC>2.0.CO;2)
- Thomas, R., Krehbiel, P., Hamlin, T., Harlin, J., & Shown, D. (2001). Observations of VHF source powers radiated by lightning. *Geophysical Research Letters*, 28(1), 143–146. <https://doi.org/10.1029/2000GL011464>
- Thomas, R., Krehbiel, P., Rison, W., Harlin, J., Hamlin, T., & Campbell, N. (2003). The LMA flash algorithm. *Conference on Atmospheric Electricity*, (pp. 655–656). France: International Commission on Atmospheric Electricity Versailles.
- Thomas, R., Krehbiel, P., Rison, W., Hunyady, S., Winn, W., Hamlin, T., & Harlin, J. (2004). Accuracy of the lightning mapping array. *Journal of Geophysical Research*, 109, D14207. <https://doi.org/10.1029/2004JD004549>
- Van Der Velde, O., & Montanyà, J. (2013). Asymmetries in bidirectional leader development of lightning flashes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118, 13,504–13,519. <https://doi.org/10.1002/2013JD020257>
- Vincent, B., Carey, L., Carolina, N., Schneider, D., Keeter, K., and Gonski, Rod. (2003). Using WSR-88D reflectivity data for the prediction of cloud-to-ground lightning: A North Carolina study. *National Weather Digest*.
- Wang, C. P. (1963). Lightning discharges in the tropics: Whole discharges. *Journal of Geophysical Research*, 68(7), 1943–1949. <https://doi.org/10.1029/jz068i007p01943>
- Weiss, S., Rust, D., MacGorman, D., Bruning, E., & Krehbiel, P. (2008). Evolving complex electrical structures of the STEPS 25 June 2000 Multicell Storm. *Monthly Weather Review*, 136(2), 741–756. <https://doi.org/10.1175/2007MWR2023.1>
- Wiens, K., Rutledge, S., & Tessendorf, S. (2005). The 29 June 2000 supercell observed during STEPS. Part II: Lightning and charge structure. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62(12), 4151–4177. <https://doi.org/10.1175/JAS3615.1>
- Williams, E. (1989). The tripole structure of thunderstorms. *Journal of Geophysical Research*, 94(D11), 13,151. <https://doi.org/10.1029/JD094iD11p13151>
- Williams, E. (2003). Charge structure and geographical variation of thunderclouds. In *The lightning flash*, (pp. 1–12). London, UK: *Institution of Engineering and Technology*. <https://doi.org/10.1049/PBPO034E>

Williams, E., Boldi, R., Bór, J., Sători, G., Price, C., Greenberg, E., Takahashi, Y., Yamamoto, K., Matsudo, Y., Hobara, Y., Hayakawa, M., Chronis, T., Anagnostou, E., Smith, D., & Lopez, L. (2006). Lightning flashes conducive to the production and escape of gamma radiation to space. *Journal of Geophysical Research*, 111, D16209. <https://doi.org/10.1029/2005JD006447>

Williams, E., Geotis, S., Renno, N., Rutledge, S., Rasmussen, E., & Rickenbach, T. (1992). A radar and electrical study of tropical “hot towers”. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 49(15), 1386–1395.  
[https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1992\)049<1386:ARAESO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1992)049<1386:ARAESO>2.0.CO;2)

Xu, W., Celestin, S., & Pasko., and Victor, P. (2012). Source altitudes of terrestrial gamma-ray flashes produced by lightning leaders. *Geophysical Research Letters*, 39, L08801. <https://doi.org/10.1029/2012GL051351>

Yuter, S. E., & Houze, R. (1995). Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida Cumulonimbus. Part II: Frequency distributions of vertical velocity, reflectivity, and differential reflectivity. *Monthly Weather Review*, 123(7), 1941–1963. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1995\)123<1941:TDKAME>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1995)123<1941:TDKAME>2.0.CO;2)



# Simulación de líderes de rayos y TGFs

Durante esta investigación se abordaron modelos de líderes de rayos considerando las teorías más aceptadas de propagación al igual que parámetros derivados de mediciones. Más que la realización de un modelo complejo, se decidió abordar un modelo simplificado que permitiera estudiar las condiciones eléctricas durante la interacción de líderes en alturas elevadas y estructuras de carga típicas en regiones tropicales favorables en el inicio TGFs. En la primera parte de este capítulo se hace una introducción a los modelos de líderes de rayos, posteriormente se presenta el modelo adelantado durante esta investigación y finalmente se muestran los resultados preliminares de estudio de inicio de TGFs mediante el software de simulación de colisión de partículas *LEPTRACK* desarrollado por la Universidad de Valencia.

## 4.1. Modelo de líderes de rayos

Kasemir Heinz W. (1960) en 1960 introduciría un modelo de propagación de descargas eléctricas que se convertiría en la base conceptual de modelos de líderes actuales. Este concepto se basa en considerar la propagación de las descargas eléctricas mediante líderes que se desplazan de forma bidireccional, transportando carga eléctrica con polaridad opuesta en sus extremos y conservando la carga neta nula durante su propagación. A partir de este concepto la mayoría de modelos actuales buscan en la medida que sea posible explicar diferentes procesos eléctricos que rigen la propagación de los rayos, analizar su interacción con las partículas cargadas del medio y recientemente analizar la relación entre líderes y

eventos en la alta atmósfera como *TGFs* y *gigantic jets*.

En lo que se refiere a modelos de líderes recientes, podríamos destacar aquellos que incluyen variables experimentales. De estos podemos mencionar los resultados obtenidos por (Behnke et al., 2005), quienes a partir de identificación de velocidades de líderes empleando el sistema LMA, introdujeron un modelo de propagación incluyendo asimetrías de desplazamiento característico de los rayos (Williams et al., 2006; Montanya et al., 2015). Otros modelos han incluido potenciales eléctricos de *background* no homogéneos derivado de configuraciones eléctricas deducidas también con redes LMA (Riousset et al., 2007; Krehbiel et al., 2008; Riousset et al., 2010). En esta misma dirección, Boggs et al. (2018) han desarrollado un modelo de líder incluyendo distribuciones de carga eléctrica más complejas mediante la inclusión de regiones *screening layer* deducidas con redes LMA. Estos modelos en general permiten ramificaciones del líder empleando distribuciones probabilísticas y umbrales disruptivos escalados con la altura según la densidad relativa del aire (Marshall et al., 1995; Cramer et al., 2014). Otros modelos recientes utilizan el mismo concepto de ramificación pero adicionando condiciones de propagación basados de igual manera en umbrales disruptivos (Wang et al., 2016; Iudin et al., 2017).

Otros modelos se han enfocado en la caracterización durante la transición *streamer-leader* de líderes positivos y negativos (Arevalo and Cooray, 2011; Carlson et al., 2015; Bazelyan and Raker, 2004) y su interacción con partículas y aceleración de electrones en la producción de TGFs (Celestin and Pasko, 2011; Pasko, 2014; Xu et al., 2012). Con este mismo objetivo, Köhn et al. (2017) ha introducido un modelo de líder escalonado negativo incluyendo variaciones de longitud y sección transversal y Skeltved et al. (2017) ha publicado un modelo de propagación de líderes negativos evaluando la influencia de modificar la terminación de los extremos del líder en los campos eléctricos experimentados enfrente. En general la mayoría de estos últimos modelos consideran campos eléctricos homogéneos de *background* y líderes sin ramificación.

#### 4.1.1. Descripción del modelo

Mediante la combinación de un modelo de líder de rayo simplificado y la utilización de configuraciones de estructuras eléctricas (aportes del segundo artículo) y sus extensiones típicas (aporte del primer artículo), se busca recrear escenarios de potenciales y campos eléctricos favorables en la producción de TGFs. El modelo de líder desarrollado garantiza las condiciones de propagación bidireccional, carga neta nula y avance condicionado según

el campo crítico disruptivo para *streamers* negativos y positivos. En este estudio no se pretende estimar la variación temporal de potencial y campos eléctricos durante el avance del líder.

El modelo inicia con el cálculo del potencial eléctrico en el dominio de simulación a partir de la distribución de carga eléctrica de la nube. Posteriormente, realiza el cálculo del potencial eléctrico en el dominio debido al líder y finalmente encuentra el potencial total mediante la superposición de las contribuciones de dichos potenciales. El cálculo del campo eléctrico en frente del líder y su comparación con los críticos disruptivos establece el criterio de avance o su condición de frenado cuando no es posible garantizar la carga neta nula. El modelo el canal del líder como un conductor perfecto, de tal forma que su potencial es constante a lo largo del canal y utiliza una geometría cilíndrica con simetría axial.

La distribución del potencial eléctrico en el dominio debido a las cargas de la nube ( $\phi_{nube}$ ) se calcula mediante la solución de la ecuación de Poisson (ecuación 4.1) en coordenadas cilíndricas y simetría axial (ecuación 4.2) ( $\partial\phi_{nube}^2/\partial\theta^2 = 0$ ). Para solucionar la ecuación 4.2, primero se realiza su discretización mediante diferencias finitas y posteriormente la solución aproximada se calcula mediante el algoritmo *Successive Over Relaxation* (*SOR*) (University of California, 1996). El campo eléctrico en el dominio se obtiene a partir del potencial atmosférico como  $\vec{E}_{nube} = -\vec{\nabla}\phi_{nube}$ . En este modelo tamaños discretos de celdas de 50 metros se asumen en las direcciones r y Z.

$$\nabla^2\phi_{nube} = -\frac{\rho}{\epsilon_0} \quad (4.1)$$

$$\frac{\partial\phi_{nube}^2}{\partial r^2} + \frac{1}{r}\frac{\partial\phi_{nube}}{\partial r} + \frac{\partial\phi_{nube}^2}{\partial z^2} = -\frac{\rho}{\epsilon_0} \quad (4.2)$$

Aunque actualmente no se conoce con exactitud los mecanismos de inicio de líderes incluyendo los umbrales exactos de rigidez dieléctrica, en este estudio se asume como altura de inicio aquellas reportadas por el sistema *LMA*. Una vez se da inicio al líder el cual se asume como un *thin wire* y perfectamente conductor (Rakov and Uman, 2003), se procede con el cálculo de su potencial mediante el cómputo de la carga inducida por unidad de longitud  $\lambda_{lider}(z)$  sobre su canal, la cual es proporcional pero opuesta en signo al potencial de la nube  $\phi_{nube}(z)$  tal como se expresa en la ecuación 4.3 (Kasemir Heinz W., 1960; Mazur et al., 1995).

$$\lambda_{lider}(z) = -k[\phi_{nube}(z) - \phi_{lider}] \quad (4.3)$$

Donde  $k$  representa la capacidad eléctrica por unidad de longitud del líder y  $\phi_{lider}$  es el potencial optimo que garantiza la carga neta nula durante cada avance. Dada la alta conductividad del canal del líder, su potencial se asume constante y con valor aproximado mediante el cálculo del promedio del potencial de la nube  $\phi_{nube}$  sobre la longitud del canal del líder (ver ecuación 4.4). Este cálculo considera una distribución no homogénea de cargas en el ambiente.

$$\phi_{leader} = \frac{1}{z_{sup} - z_{inf}} \int_{z_{inf}}^{z_{sup}} \phi_{nube}(z) dz \quad (4.4)$$

La capacidad eléctrica y la carga inducida en el líder (ecuación 4.3) se halla mediante el método de los momentos *Method of Moments (MoM)* (Balanis, 2012, p.679-735) asumiendo un líder de 1 cm de radio (Rakov and Uman, 2003; Celestin and Pasko, 2011; Pasko, 2014, p.134) y potencial constante como se ha mencionado. Una vez garantizada la condición de carga neta nula sobre el canal, se procede con el calculo del potencial debido al mismo líder en el dominio ( $\phi_{canal}$ ) mediante la solución de la ecuación de Laplace ( $\nabla^2 \phi_{leader} = 0$ ) discretizada de igual manera en diferencias finitas y aproximando su solución mediante el método *SOR*.

El potencial total del dominio se calcula como la superposición entre el potencial de la nube y el potencial debido al canal del líder como  $\phi_{total} = \phi_{nube} + \phi_{canal}$ , por consiguiente el campo eléctrico total es  $\vec{E}_{total} = -\vec{\nabla} \phi_{total}$ . Por motivos de simplificación, el líder siempre se desplaza sobre su eje de simetría y los umbrales críticos disruptivos de propagación se asumen como aquellos reportados para *streamers* negativos  $E_{cr}^- = 12,5 \times n \text{ kV/cm}$  y positivos  $E_{cr}^+ = 4,4 \times n \text{ kV/cm}$  valores proporcionales a la densidad relativa del aire  $n$  con la altura (Marshall et al., 1995).

El modelo desarrollado utiliza condiciones de frontera abiertas *open boundaries* y la tierra se asume como un conductor perfecto  $\phi_{gnd} = 0$ , por lo que el potencial de frontera en los límites laterales y superior se calcula como las contribuciones de todas las cargas del dominio incluyendo sus imágenes debido al potencial de referencia. Estas condiciones de frontera son actualizadas con cada avance del líder (Riousset et al., 2007).

### 4.1.2. Distribución de carga eléctrica

Las distribuciones de carga eléctrica en el modelo del líder se asumen de los resultados de análisis de propagación de líderes derivados del sistema *LMA* en la fase de maduración de las tormentas. Configuraciones típicas tripolares y regiones de carga relacionada con *screening layers* son adoptadas como condiciones de *background* en el modelo. La carga eléctrica se asume homogéneamente distribuida en cada región con valores típicos a aquellos reportados de mediciones con globos sonda (Krehbiel et al., 2008; Stolzenburg and Marshall, 2008; Stolzenburg et al., 1998; Marshall and Rust, 2008). En todos los casos de simulación, el dominio se extiende desde el eje de simetría hasta hasta 15 km en dirección radial y 30 km en altura. Un ejemplo de una estructura eléctrica tripolar con las respectivas extensiones verticales y horizontales de una nube de tormenta se muestra en la figura 4.1. En este caso regiones de carga negativa y positiva superior se extienden aproximadamente hasta los 9 y 14.5 km respectivamente.

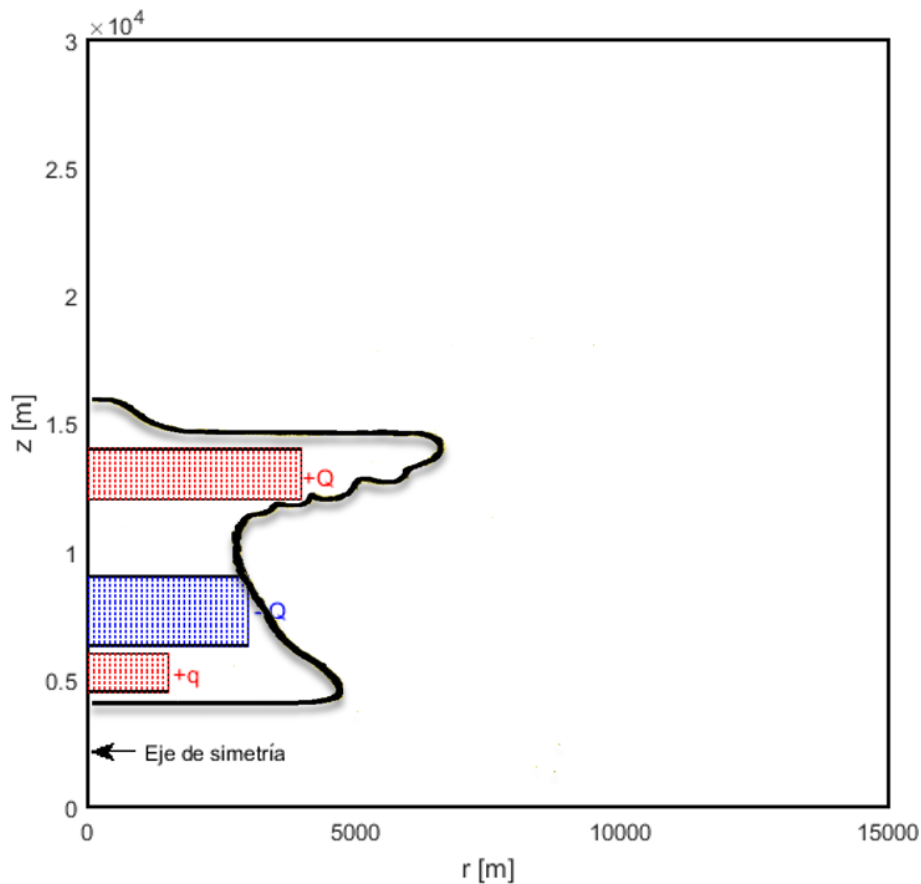


Figura 4.1: Ejemplo de una estructura de carga eléctrica implementada en el modelo de líder. Las regiones de carga positiva se representan como +Q y negativa -Q.

#### 4.1.3. Resultados

Dos escenarios fueron simulados empleando el modelo de líder desarrollo. En el primero se consideró una estructura de carga eléctrica tripolar similar a la que se muestra en la figura 4.1. El segundo caso involucra la misma configuración inicial pero adicionando una región de carga superior negativa que simule una capa de *screening layer* e incluyendo un desbalance del valor total de carga  $\sim 60\%$  mayor en la región negativa que en la positiva. En los dos escenarios el líder inicia a una altura de 11.2 km y se extiende de forma bidireccional. Adicionalmente, la altura máxima es controlada hasta 15 km, ya que se pretende recrear las alturas medias que se han venido reportando en mediciones y modelos de inicios de TGFs tal como se describió en la sección 1.4.2. No obstante, según los criterios de propagación del modelo se evidencia que el líder puede desplazarse a alturas mayores (resultados no incluidos).

Como resultado del primer caso de simulación, la figura 4.2 muestra el campo eléctrico del ambiente o *background* a lo largo del eje de simetría debido a una configuración de carga tripolar. En este caso las cargas eléctricas de la nube generaron potenciales máximos de hasta  $\sim \pm 100 \text{ kV/m}$ , cuya polaridad en altura claramente es proporcional a la polaridad de la región de carga encontrada durante la trayectoria desde tierra. En el panel inferior de la misma figura se muestra la densidad de carga por unidad de longitud inducida en el líder cuando su longitud alcanza 400 metros. Allí se aprecia una densidad de carga homogéneamente distribuida a lo largo del canal garantizando su carga neta nula.

En cuanto a la distribución de potencial del líder, cada avance claramente necesita variar su potencial óptimo para compensar la carga necesaria que garantice la carga neta nula a lo largo del canal tal como se muestra en la figura 4.3-(a). Allí un líder bajo las características de *background* mencionadas alcanzaría un potencial óptimo de  $\sim 120 \text{ MV}$  una vez se extienda hasta 15 km de altura. Así mismo, la distribución total de campo eléctrico debido a las cargas del ambiente y durante el último avance del líder se muestra en la figura 4.3-(b). En este caso campos eléctricos en frente del líder logran máximos cercanos  $\sim 15 \times 10^5 \text{ V/m}$ , valores de mismo orden de magnitud a los reportados en la *streamer zone* por otros autores (Celestin and Pasko, 2011; Pasko, 2014; Dwyer et al., 2012).

En general los resultados para este caso resultaron en concordancia con aquellos de simulación de líderes de desarrollados por otros autores (Krehbiel et al., 2008; Pasko,

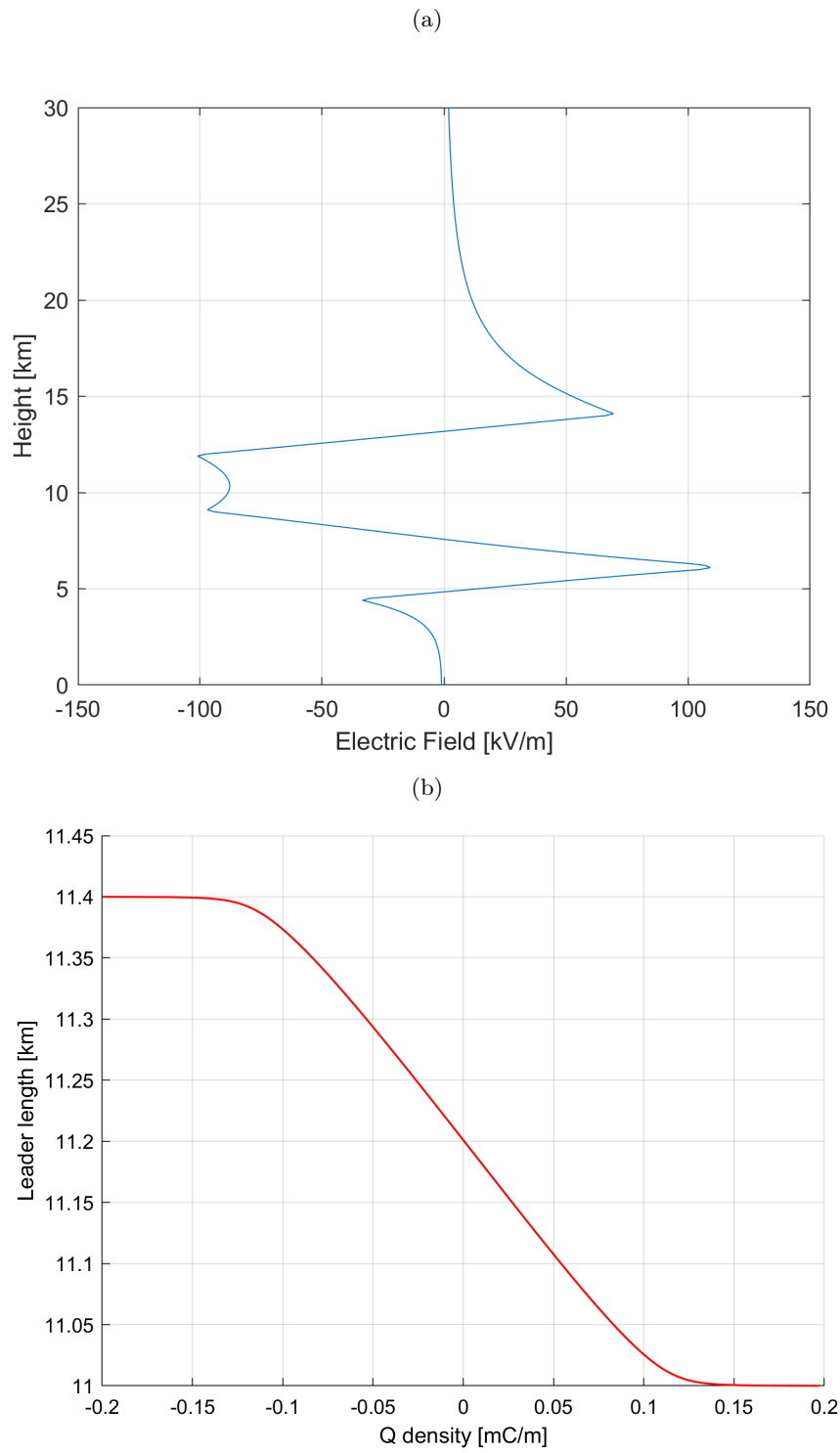


Figura 4.2: Resultados del modelo de líder para el primer caso de simulación. En a) se muestra el campo eléctrico del ambiente a lo largo del eje de simetría y en b) la carga eléctrica inducida a lo largo de un líder de 400 metros de longitud es proporcionada.

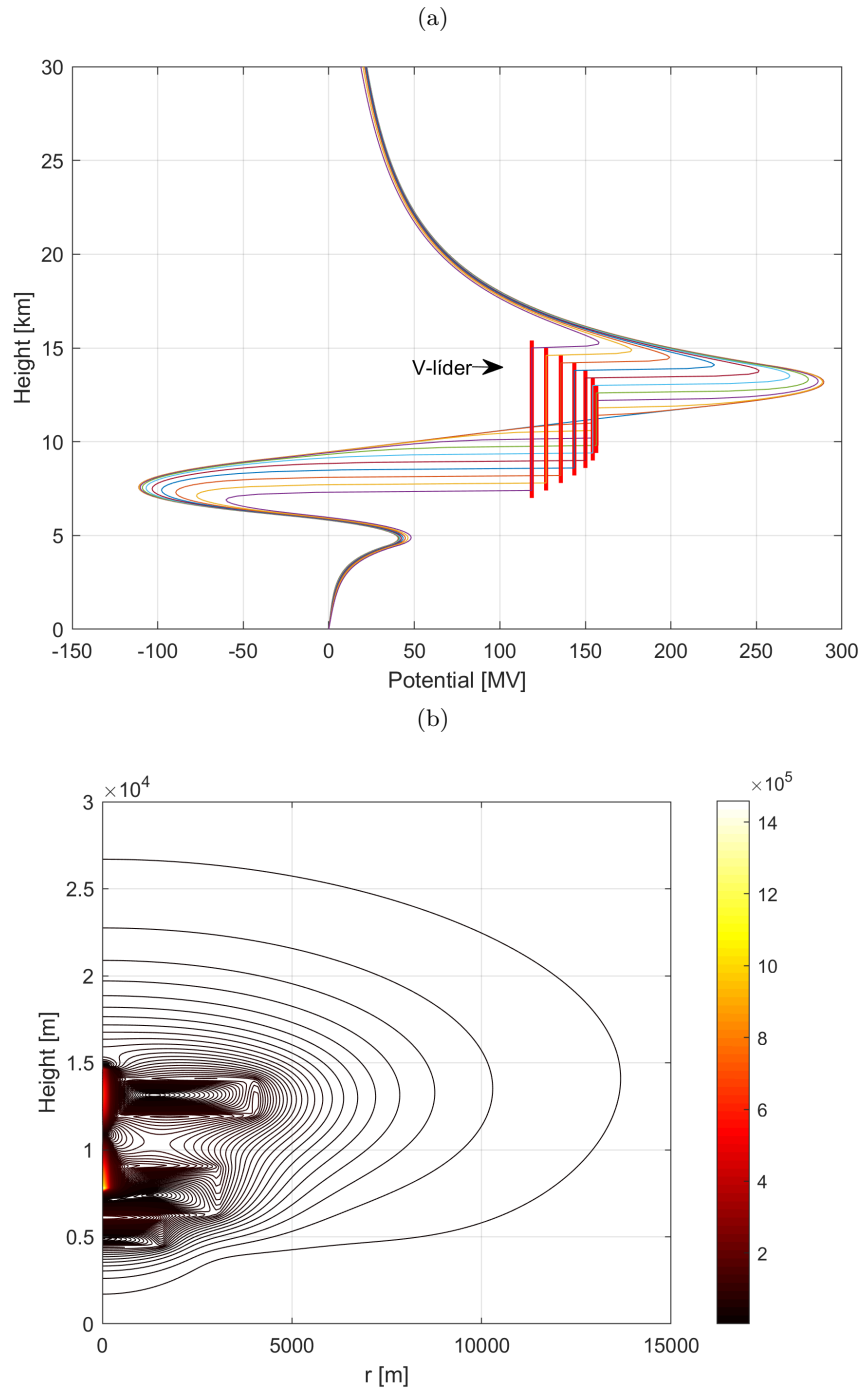


Figura 4.3: Potencial y gradientes eléctricos primer caso de simulación. a) Muestra la distribución de potencial total a lo largo del eje de simetría y b) las líneas de campo eléctrico total ejercida por las cargas del ambiente y del líder a 15 km de altura.



2014; Celestin and Pasko, 2011; Rioussset et al., 2007). Para los demás casos de simulación, las características de potencial y campo eléctrico fueron estimados de la misma forma e incluidos en los procesos para la producción y aceleración de electrones *runaway* durante el estudio de inicio de TGFS tal como se muestra en la siguiente sección.

## 4.2. Simulación de TGFS

Durante el diseño de la mascara codificada del instrumento *MXGS* de *ASIM* por parte del laboratorio de procesamiento de imágenes de la Universidad de Valencia, fue necesario el desarrollo de un software que permitiera la estimación espectral de energías de TGFS en alturas típicas orbitales a partir de simulaciones de procesos de interacción y colisión de partículas. De esta manera surge el software LEPTRACK.

LEPTRACK simula la dinámica de procesos de interacción de partículas (fotones-electrones-positrones) y recrea las condiciones físicas de *scattering* involucradas en cada colisión ya sea por efecto *bremsstrahlung*, ionización y por efecto de campos eléctricos y magnéticos. La interacción de partículas se basa en la teoría de *Relativistic Runaway Electron Avalanche (RREA)* como origen del TGFS (Connell, 2014). LEPTRACK ha sido modificado durante el desarrollo de esta tesis para incluir geometrías típicas de estructuras eléctricas durante tormentas como también condiciones de campos eléctricos de procesos de líderes de rayos. Gracias a este último desarrollo y los resultados experimentales obtenidos en esta investigación, se unificaron para recrear condiciones de inicio de TGFS.

### 4.2.1. Resultados

Para el estudio de las condiciones de origen de TGFS, se introdujo al *LEPTRACK* las distribuciones de potencial eléctrico durante los dos escenarios de simulación del modelo de líder. En el primer caso, el líder alcanzó un potencial óptimo  $\sim 340$  MV, y para el segundo caso  $\sim 590$  MV, potenciales en concordancia con modelos de líderes de rayos recientemente publicadas por (Skeltved et al., 2017, 2014). En ambos escenarios se introdujo un campo de ionización inicial con energías de 1 MeV y  $\sim 1000$  electrones semilla en frente del canal del líder a una altura de 15 km.

Como resultado del primer caso de simulación de TGFS, la Figura 4.4 muestra la dispersión de electrones debido a procesos *RREA* en dirección X-Z. En esta figura se aprecia

el inicio de avalancha de electrones justo en frente del líder, dispersándose vertical y horizontalmente. Gran parte de los fotones asociados con el TGF escaparon hasta longitudes  $\sim < 500$  metros en el volumen frente al líder. El proceso de multiplicación se detuvo en tan solo  $\sim 12$   $\mu$ s cuando las avalanchas se extinguieron tal como se muestra en la figura 4.5. En este escenario el campo eléctrico en frente del líder se estimó en  $\sim -521$  kV/m pero en pocos metros cae por debajo del umbral crítico establecido  $\sim -40$  kV/m absorbiendo por completo el proceso de multiplicación y evitando que los fotones del TGF lograsen alturas típicas orbitales de satélites. Podríamos considerar entonces que este escenario es poco probable para la evolución de un TGF hasta alturas de satélites.

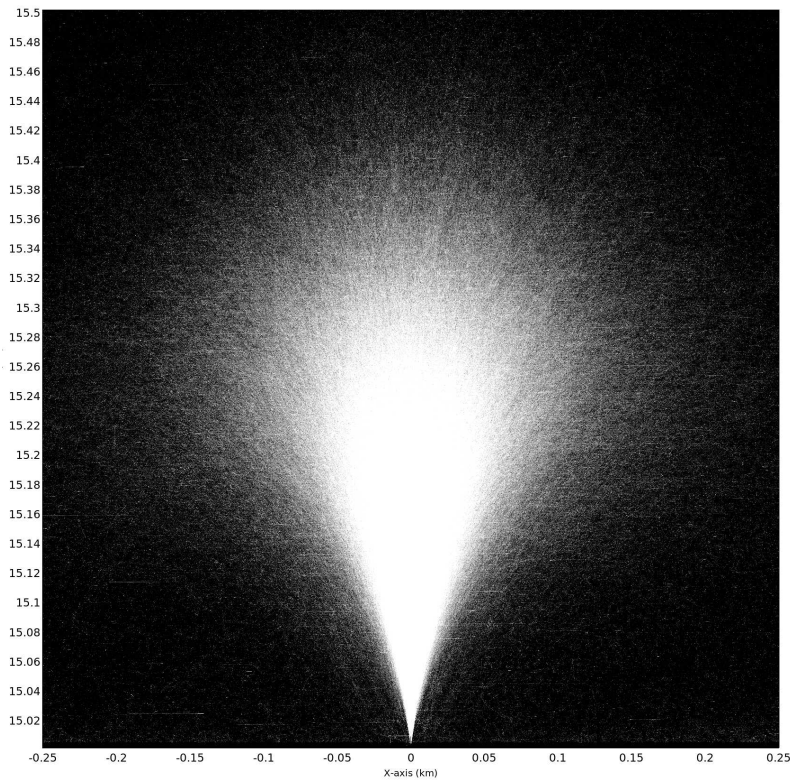


Figura 4.4: Simulación de un TGF a partir de avalancha de electrones *RREA* considerando un potencial de líder rayo  $\sim 340$  MV y una estructura de carga tripolar.

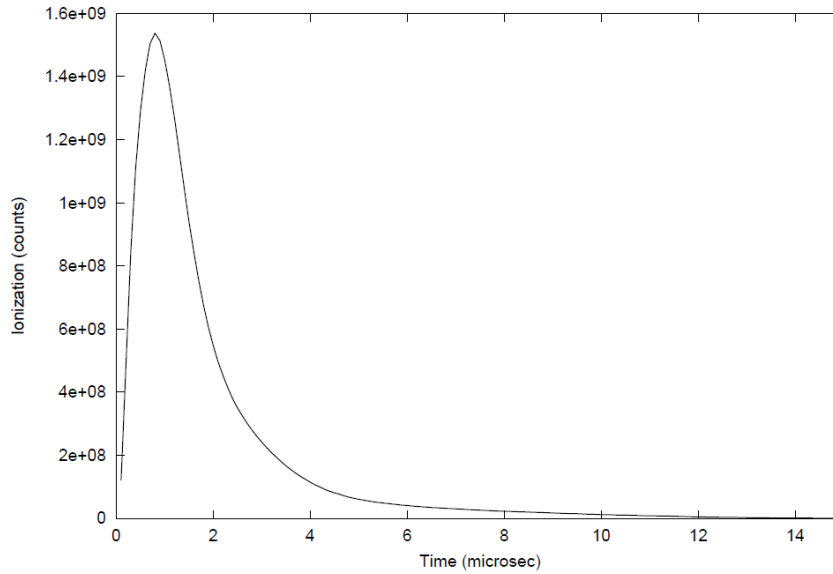


Figura 4.5: Distribución de avalancha de electrones RREA en función del tiempo para el primer caso de simulación de TGF.

La evolución del proceso de avalancha de electrones *RREA* para el segundo caso de simulación de TGFs se muestra en la figura 4.6. En las imágenes el proceso de dispersión de avalanchas se muestran en las direcciones Y-Z y X-Z. En este caso se aprecia una dispersión de multiplicación de electrones que logran  $\sim 2$  km de longitud al rededor del extremo final del líder durante 12  $\mu$ s de simulación. Allí mismo se aprecia una densidad de avalanchas de electrones no homogéneas con una morfología que inicia en regiones próximas al extremo del canal del líder y se expanden hacia alturas superiores. Esta morfología difiere considerablemente del primer caso de simulación. En cuanto al campo eléctrico en frente del líder, se estimó en  $\sim -874$  kV/m y decae rápidamente de forma exponencial. Una enorme cantidad de procesos de avalancha en tan solo 12  $\mu$ s fueron generados y con un crecimiento exponencial tal como se muestra en la figura 4.7. Se cree con este resultado que el proceso de multiplicación pueda continuar, acelerando más electrones y creando nuevas avalanchas.

Por otro lado, una cantidad considerables de fotones *bremsstrahlung* con energías  $\sim > 10$  MeV pueden identificarse en la curva de luz de la figura 4.8-a. En este panel se aprecia energías de fotones entre 10-100 MeV los cuales se esperarían que escapen hasta alturas típicas de órbitas de satélites. Finalmente, en la misma figura 4.8-b se muestra el espectro de fotones creados a lo largo de un tramo del líder negativo, aproximadamente entre 14.5 km hasta una altura de 16 km. Allí resulta interesante observar una distribución con multiples picos de fotones a lo largo de la trayectoria, con su máximo en frente del líder

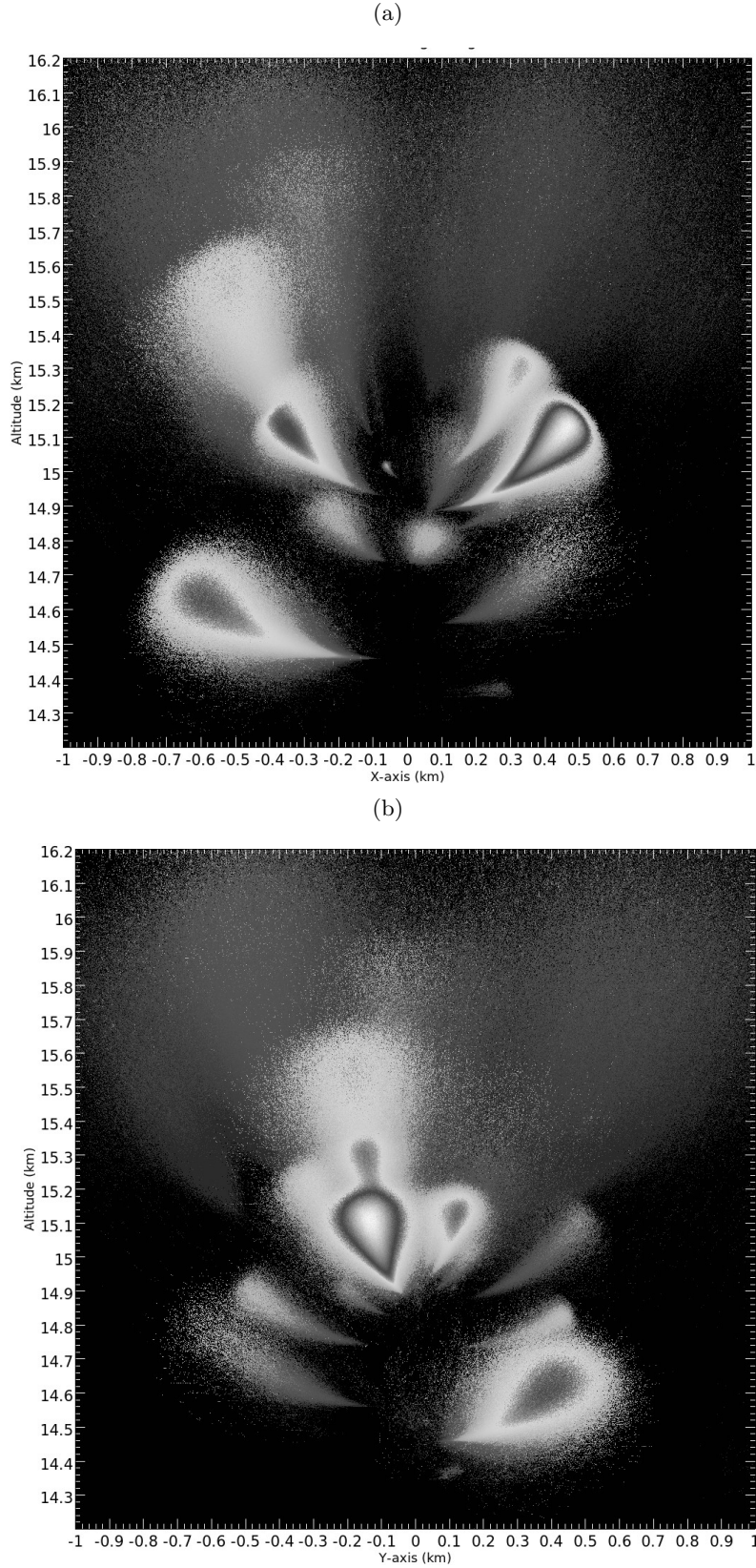


Figura 4.6: Dispersión del proceso de avalancha de electrones RREA segundo caso de simulación de TGFS. En a) se muestra la dispersión de las avalanchas en el plano X-Z y en b) plano Y-Z.

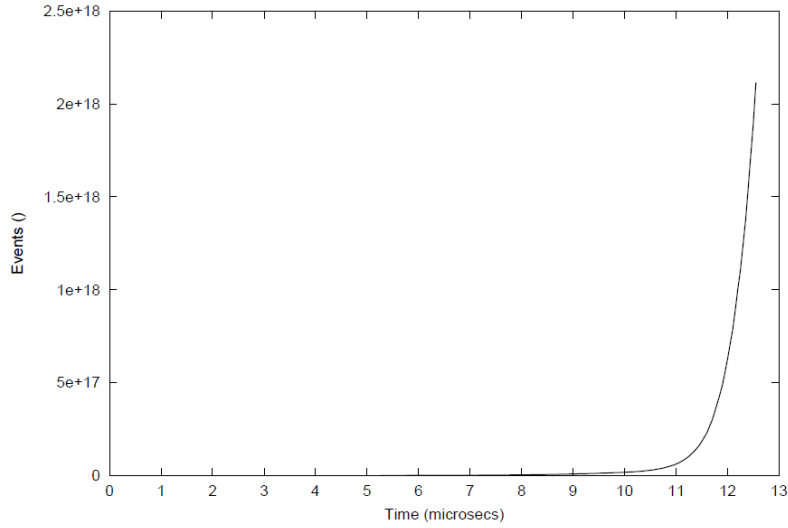


Figura 4.7: Distribución de avalancha de electrones RREA en función del tiempo para el segundo caso de simulación de TGFS.

a una altura de 15 km. Por lo anterior podríamos considerar el segundo caso como un escenario altamente probable de inicio de TGFS.

A partir de los resultados obtenidos podemos concluir que la interacción de un líder que se propaga a 15 km de altura con potencial  $\sim 590$  MV y bajo una configuración eléctrica de carga compuesta por 4 capas generando un campo eléctrico enfrente de su extremo negativo  $\sim -874$  kV/m, podría considerarse como un escenario de origen de TGFS. Como se ha descrito, estudios similares han obtenido variables eléctricas de ordenes de magnitud similar (Skeltved et al., 2017, 2014).

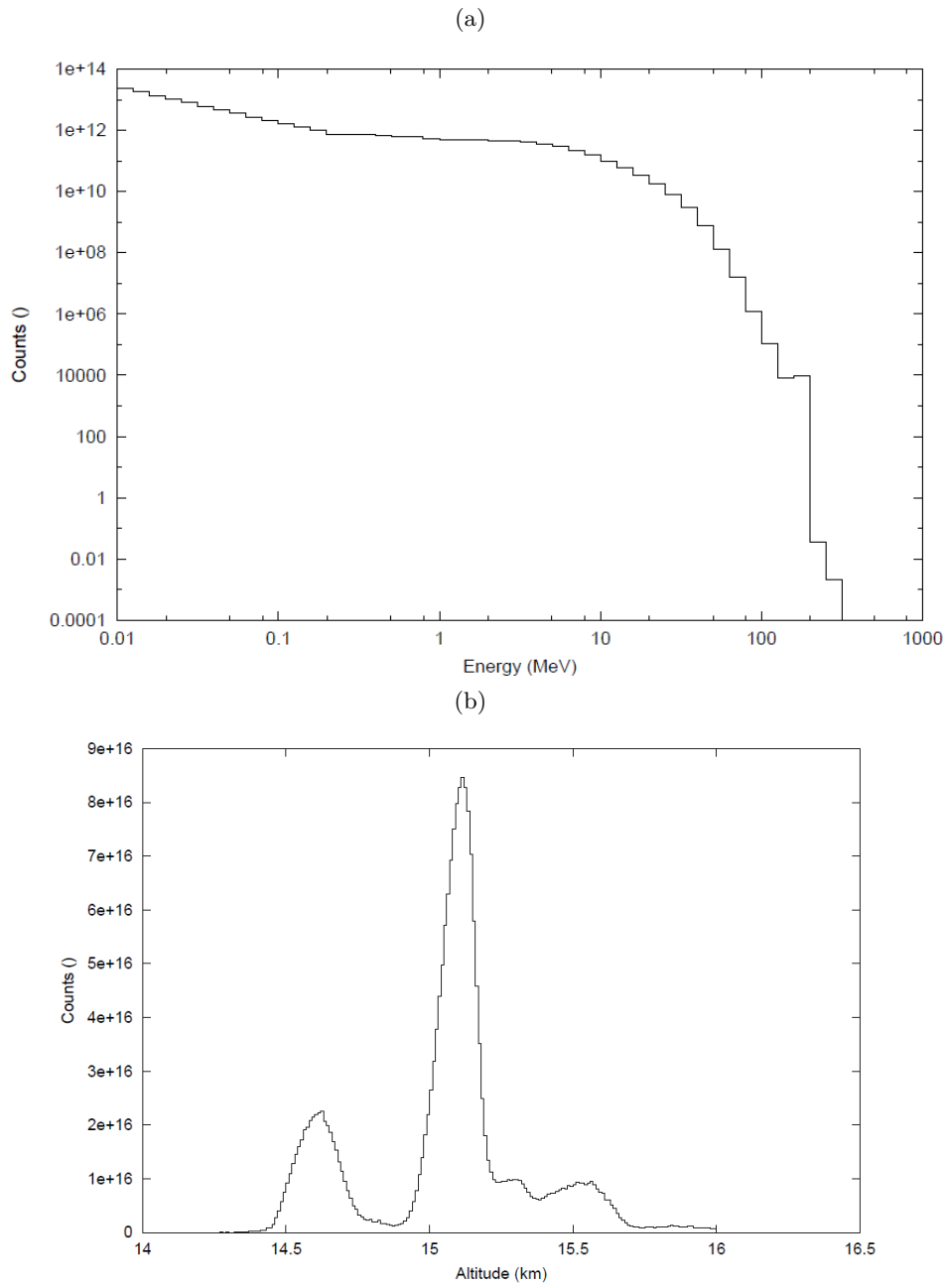


Figura 4.8: Espectros de luz del segundo caso de simulación de TGFs. En a) se muestra la distribución de energía de fotones generados durante proceso RREA y en b) La curva de luz a lo largo de la trayectoria del líder negativo entre 14 y 16 km de altura

# Conclusiones finales y trabajo futuro

## Conclusiones

Dos grupos de conclusiones finales se derivan del presente trabajo de investigación. El primero relacionado con los aportes experimentales en infraestructura altamente especializada de medición de tormentas, rayos, y eventos luminosos en la alta atmósfera instalados por primera vez en el trópico. Y el segundo grupo abarca los estudios de caracterización de variables derivadas de tormentas incluyendo modelos de simulación de líderes de rayos y TGFs. A continuación se describen las principales conclusiones del presente trabajo de investigación.

- Por primera vez se instaló el sistema de alta precisión de detección de rayos *Lightning Mapping Array (LMA)* en regiones tropicales caso Colombia. Dos periodos de instalación tuvieron lugar. El primero en el año 2015 en la ciudad de Santa Marta y el segundo en el año 2018 durante la reubicación del sistema en la ciudad de Barrancabermeja.
- Como aporte en los estudios de eventos luminosos en la alta atmósfera y tormentas en general, se ha instalado dos sistemas especializados de observación de *TLEs* y rayos en Colombia. El primero de ellos en la ciudad de Santa Marta empleando cámaras sensibles, y el segundo aún más especializado con la instalación de cámaras de alta velocidad e intensificadores de imágenes en la ciudad de Barranquilla.

- Como complemento a las mediciones del sistema *LMA*, se instaló de forma pionera en la ciudad de Barrancabermeja un sistema integral de medición de rayos-X, señales de microondas y campo eléctrico. Esta información aportará una visión amplia durante la caracterización de procesos físicos de líderes de rayos y otros eventos.
- Durante en el año 2017 y año 2018 se realizaron dos campañas experimentales de observación de TLEs en Colombia. Como resultado, 12 *gigantic jets* fueron grabados, de los cuales 5 de ellos por primera vez en alta velocidad (entre 1000 y 5000 imágenes por segundo). Gracias a estos resultados se ha aportado un avance en el entendimiento de este tipo de descargas. Los resultados producto de las campañas de observación están en proceso de publicación.
- Gracias a los resultados experimentales con el sistema *LMA*, se realizaron estudios de caracterización de estructuras eléctricas y líderes de rayos en tormentas tropicales y en latitudes medias. En el caso de los resultados del trópico, estos son pioneros al ser la primera vez que se utiliza este tipo de sistemas en dichas regiones.
- Empleando los resultados de mediciones de tormentas descritos en el ítem anterior, durante esta investigación se desarrolló un modelo de líder de rayo que permite recrear las condiciones eléctricas durante propagación de descargas eléctricas.
- Gracias al modelo de líder desarrollado y su integración con el software LEPTRACK, se ha recreado posibles condiciones de inicio de rayos gamma terrestres - TGFs.
- Por último, toda la información derivada del despliegue tecnológico tanto en Colombia como en España, al igual que el software desarrollado para la integración de datos y los resultados de modelos desarrollados en esta investigación servirán de soporte desde tierra a la misión ASIM.

## Trabajo futuro

Algunos planteamiento de trabajos futuros se resumen a continuación.

- Mejoras en el modelo de líder desarrollado incluyendo características de asimetrías de desplazamiento y ramificación del canal del líder. También mejoras en los criterios de propagación y ramificación de tal manera que complemente con aquellos comúnmente utilizados en la actualidad, como es el caso de métodos probabilísticos.



- Estudios mas detallados de las condiciones meteorológicas durante la propagación de líderes de rayos utilizando el sistema *LMA* e incluyendo información de radares meteorológicos, particularmente en regiones tropicales. Este tipo de estudios aportarían un mayor entendimiento de los procesos de electrificación durante tormentas en el trópico.
- Análisis de las condiciones eléctricas durante la identificación de líderes ascendentes originados por estructuras elevadas en tierra. Actualmente poco conocimiento se tiene acerca de la interacción de las estructuras de carga eléctrica con objetos elevados en tierra, al igual que el análisis de riesgos y protección contra rayos que puedan derivarse de estos análisis, definitivamente ayudarían a mitigar los efectos negativos de los rayos en estructuras elevadas como aerogeneradores, torres de comunicación y transmisión de energía.



# Bibliografía

- Arabshahi, S., Dwyer, J. R., Cramer, E. S., Grove, J. E., Gwon, C., Hill, J. D., Jordan, D. M., Lucia, R. J., Vodopyanov, I. B., Uman, M. A., and Rassoul, H. K. (2015). The energy spectrum of X-rays from rocket-triggered lightning. *Journal of Geophysical Research*.
- Aranguren, D., López, J., Inampué, J., Torres, H., and Betz, H. (2017). Cloud-to-ground lightning activity in Colombia and the influence of topography. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*.
- Arevalo, L. and Cooray, V. (2011). Preliminary study on the modelling of negative leader discharges. *Journal of Physics D: Applied Physics*.
- Atwood, W. B., Abdo, A. A., Ackermann, M., Althouse, W., Anderson, B., Axelsson, M., Baldini, L., Ballet, J., Band, D. L., et al. (2009). The large area telescope on the fermi gamma-ray space telescope mission. *Astrophysical Journal*.
- Babich, L. P., Donskoy, E. N., Kutsyk, I. M., Kudryavtsev, A. Y., Roussel-Dupré, R. A., Shamraev, B. N., and Symbalisty, E. M. (2001). Comparison of relativistic runaway electron avalanche rates obtained from Monte Carlo simulations and kinetic equation solution. *IEEE Transactions on Plasma Science*.
- Babich, L. P., Donskoy, E. N., Kutsyk, I. M., and Roussel-Dupré, R. A. (2005). The feedback mechanism of runaway air breakdown. *Geophysical Research Letters*.
- Balanis, C. A. (2012). *Advanced engineering electromagnetics*. John Wiley & Sons, second edition.
- Bazelyan, E. M. and Raker, Y. P. (2004). *Lightning Physics and Lightning Protection*.

- Behnke, S. A., Thomas, R. J., Krehbiel, P. R., and Rison, W. (2005). Initial leader velocities during intracloud lightning: Possible evidence for a runaway breakdown effect. *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres*.
- Boggs, L. D., Liu, N., RiOUSset, J. A., Shi, F., Lazarus, S., Splitt, M., and K. Rassoul, H. (2018). Thunderstorm charge structures producing gigantic jets. *Scientific Reports*.
- Briggs, M. S., Fishman, G. J., Connaughton, V., Bhat, P. N., Paciesas, W. S., Preece, R. D., Wilson-Hodge, C., Chaplin, V. L., Kippen, R. M., et al. (2010). First results on terrestrial gamma ray flashes from the Fermi Gamma-ray Burst Monitor. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*.
- Budtz-Jørgensen, C., Kuvvetli, I., Skogseide, Y., Ullaland, K., and Ostgaard, N. (2009). Characterization of CZT detectors for the ASIM mission. In *IEEE Transactions on Nuclear Science*.
- Carlson, B. E., Lehtinen, N. G., and Inan, U. S. (2008). Runaway relativistic electron avalanche seeding in the Earth's atmosphere. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*.
- Carlson, B. E., Lehtinen, N. G., and Inan, U. S. (2009). Terrestrial gamma ray flash production by lightning current pulses. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*.
- Carlson, B. E., Liang, C., Bitzer, P., and Christian, H. (2015). Time domain simulations of preliminary breakdown pulses in natural lightning. *Journal of Geophysical Research*.
- Celestin, S. and Pasko, V. P. (2010). Soft collisions in relativistic runaway electron avalanches. *Journal of Physics D: Applied Physics*.
- Celestin, S. and Pasko, V. P. (2011). Energy and fluxes of thermal runaway electrons produced by exponential growth of streamers during the stepping of lightning leaders and in transient luminous events. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*.
- Celestin, S., Xu, W., and Pasko, V. P. (2012). Terrestrial gamma ray flashes with energies up to 100 MeV produced by nonequilibrium acceleration of electrons in lightning. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*.
- Christian, H. J. (2003). Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector. *Journal of Geophysical Research*.

- Coleman, L. M. and Dwyer, J. R. (2006). Propagation speed of runaway electron avalanches. *Geophysical Research Letters*.
- Connell, P. (2014). Tgf electron avalanches and gamma-ray emission with leptrack-a new detailed simulation software package. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, volume 16.
- Cramer, E. S., Dwyer, J. R., Arabshahi, S., Vodopyanov, I. B., Liu, N., and Rassoul, H. K. (2014). An analytical approach for calculating energy spectra of relativistic runaway electron avalanches in air. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*.
- Cummer, S. A., Zhai, Y., Hu, W., Smith, D. M., Lopez, L. I., and Stanley, M. A. (2005). Measurements and implications of the relationship between lightning and terrestrial gamma ray flashes. *Geophysical Research Letters*.
- Dwyer, J. R. (2003). A fundamental limit on electric fields in air. *Geophysical Research Letters*.
- Dwyer, J. R. and Babich, L. P. (2011). Low-energy electron production by relativistic runaway electron avalanches in air. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*.
- Dwyer, J. R., Rassoul, H. K., Al-Dayeh, M., Caraway, L., Wright, B., Chrest, A., Uman, M. A., Rakov, V. A., Rambo, K. J., Jordan, D. M., Jerauld, J., and Smyth, C. (2004). A ground level gamma-ray burst observed in association with rocket-triggered lightning. *Geophysical Research Letters*.
- Dwyer, J. R. and Smith, D. M. (2005). A comparison between Monte Carlo simulations of runaway breakdown and terrestrial gamma-ray flash observations. *Geophysical Research Letters*.
- Dwyer, J. R., Smith, D. M., and Cummer, S. A. (2012). High-energy atmospheric physics: Terrestrial gamma-ray flashes and related phenomena.
- Dwyer, J. R., Smith, D. M., Uman, M. A., Saleh, Z., Grefenstette, B., Hazelton, B., and Rassoul, H. K. (2010). Estimation of the fluence of high-energy electron bursts produced by thunderclouds and the resulting radiation doses received in aircraft. *Journal of Geophysical Research*.

- Fabro, F., Montanyà, J., Marisaldi, M., van der Velde, O. A., and Fuschino, F. (2015). Analysis of global Terrestrial Gamma Ray Flashes distribution and special focus on AGILE detections over South America. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*.
- Fishman, G. J., Bhat, P. N., Mallozzi, R., Horack, J. M., Koshut, T., Kouveliotou, C., Pendleton, G. N., Meegan, C. A., Wilson, R. B., et al. (1994). Discovery of intense gamma-ray flashes of atmospheric origin. *Science*.
- Franz, R. C., Nemzek, R. J., and Winckler, J. R. (1990). Television image of a large upward electrical discharge above a thunderstorm system. *Science*.
- Fuschino, F., Marisaldi, M., Labanti, C., Barbiellini, G., Del Monte, E., Bulgarelli, A., Trifoglio, M., Gianotti, F., Galli, M., et al. (2011). High spatial resolution correlation of AGILE TGFs and global lightning activity above the equatorial belt. *Geophysical Research Letters*.
- Grefenstette, B. W., Smith, D. M., Hazelton, B. J., and Lopez, L. I. (2009). First RHESSI terrestrial gamma ray flash catalog. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*.
- Gurevich, A. V., Milikh, G. M., and Roussel-Dupre, R. (1992). Runaway electron mechanism of air breakdown and preconditioning during a thunderstorm. *Physics Letters A*.
- Gurevich, A. V., Milikh, G. M., and Valdivia, J. A. (1997). Model of X-ray emission and fast preconditioning during a thunderstorm. *Physics Letters, Section A: General, Atomic and Solid State Physics*.
- Gurevich, V. and Firsov, Y. A. (1961). On the theory of the electrical conductivity of semiconductors in a magnetic field. *Soviet Phys. JETP*, 13:137–146.
- Horack, J. M. (1991). Development of the Burst and Transient Source Experiment (BATSE). *NASA reference publication.1268*, 1268:304.
- Inan, U. S., Reising, S. C., Fishman, G. J., and Horack, J. M. (1996). On the association of terrestrial gamma-ray bursts with lightning and implications for sprites. *Geophysical Research Letters*.

- Iudin, D. I., Rakov, V. A., Mareev, E. A., Iudin, F. D., Syssoev, A. A., and Davydenko, S. S. (2017). Advanced numerical model of lightning development: Application to studying the role of LPCR in determining lightning type. *Journal of Geophysical Research*.
- Kasemir, H. W. (1983). *Static discharge and triggered lightning*. Wiley Online Library.
- Kasemir Heinz W. (1960). A contribution to the electrostatic theory of a lightning discharge. *Journal of Geophysical Research*.
- Kochkin, P., Köhn, C., Ebert, U., Kochkin, P. O., Nguyen, C. V., Van Deursen, A. P. J., and Ebert, U. (2012). Experimental study of hard x-rays emitted from metre-scale positive discharges in air. *J. Phys. D: Appl. Phys. J. Phys. D: Appl. Phys.*
- Köhn, C., Diniz, G., and Harakeh, M. N. (2017). Production mechanisms of leptons, photons, and hadrons and their possible feedback close to lightning leaders. *Journal of Geophysical Research*.
- Köhn, C. and Ebert, U. (2015). Calculation of beams of positrons, neutrons, and protons associated with terrestrial gamma ray flashes. *Journal of Geophysical Research*.
- Krehbiel, P. R., Riouset, J. A., Pasko, V. P., Thomas, R. J., Rison, W., Stanley, M. A., and Edens, H. E. (2008). Upward electrical discharges from thunderstorms. *Nature Geoscience*.
- Lay, E. H., Holzworth, R. H., Rodger, C. J., Thomas, J. N., Pinto, O., and Dowden, R. L. (2004). WWLL global lightning detection system: Regional validation study in Brazil. *Geophysical Research Letters*.
- Lehtinen, N. G. (2000). *Relativistic runaway electrons above thunderstorms*. PhD thesis.
- Lin, R. P., Dennis, B. R., Hurford, G. J., Smith, D. M., Zehnder, A., Harvey, P. R., Curtis, D. W., Pankow, D., Turin, P., Bester, M., et al. (2002). The Reuven Ramaty High-Energy Solar Spectroscopic Imager (RHESSI). *Solar Physics*.
- Liu, N. and Pasko, V. P. (2006). Effects of photoionization on similarity properties of streamers at various pressures in air. *Journal of Physics D: Applied Physics*.
- Lu, G., Blakeslee, R. J., Li, J., Smith, D. M., Shao, X. M., McCaul, E. W., Buechler, D. E., Christian, H. J., et al. (2010). Lightning mapping observation of a terrestrial gamma-ray flash. *Geophysical Research Letters*.

- Lu, G., Cummer, S. A., Lyons, W. A., Krehbiel, P. R., Li, J., Rison, W., Thomas, R. J., Edens, H. E., Stanley, M. A., Beasley, W., MacGorman, D. R., Van Der Velde, O. A., Cohen, M. B., Lang, T. J., and Rutledge, S. A. (2011). Lightning development associated with two negative gigantic jets. *Geophysical Research Letters*.
- Lyu, F., Cummer, S. A., Briggs, M., Marisaldi, M., Blakeslee, R. J., Bruning, E., Wilson, J. G., Rison, W., et al. (2016). Ground detection of terrestrial gamma ray flashes from distant radio signals. *Geophysical Research Letters*.
- Lyu, F., Cummer, S. A., Krehbiel, P. R., Rison, W., Briggs, M. S., Cramer, E., Roberts, O., and Stanbro, M. (2018). Very High Frequency Radio Emissions Associated With the Production of Terrestrial Gamma-Ray Flashes. *Geophysical Research Letters*.
- Lyu, F., Cummer, S. A., and McTague, L. (2015). Insights into high peak current in-cloud lightning events during thunderstorms. *Geophysical Research Letters*.
- Mailyan, B. G., Nag, A., Murphy, M. J., Briggs, M. S., Dwyer, J. R., Rison, W., Krehbiel, P. R., Boggs, L., Bozarth, A., Cramer, E. S., et al. (2018). Characteristics of Radio Emissions Associated With Terrestrial Gamma-Ray Flashes. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*.
- March, V. and Montanyá, J. (2011). X-rays from laboratory sparks in air: The role of the cathode in the production of runaway electrons. *Geophysical Research Letters*.
- Marisaldi, M., Fuschino, F., Labanti, C., Galli, M., Longo, F., Del Monte, E., Barbiellini, G., Tavani, M., Giuliani, A., Moretti, E., et al. (2010). Detection of terrestrial gamma ray flashes up to 40 MeV by the AGILE satellite. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*.
- Marisaldi, M., Fuschino, F., Tavani, M., Dietrich, S., Price, C., Galli, M., Pittori, C., Verrecchia, F., Mereghetti, S., et al. (2014). Properties of terrestrial gamma ray flashes detected by AGILE MCAL below 30 MeV. *Journal of Geophysical Research A: Space Physics*.
- Marshall, T. C., McCarthy, M. P., and Rust, W. D. (1995). Electric field magnitudes and lightning initiation in thunderstorms. *Journal of Geophysical Research*.
- Marshall, T. C. and Rust, W. D. (2008). Electric field soundings through thunderstorms. *Journal of Geophysical Research*.



- Mazur, V., Ruhnke, L. H., and Laroche, P. (1995). The relationship of leader and return stroke processes in cloud-to-ground lightning. *Geophysical Research Letters*.
- McCarthy, M. and Parks, G. K. (1985). Further observations of X-rays inside thunderstorms. *Geophysical Research Letters*.
- Montanyà, J., Fabró, F., March, V., van der Velde, O., Solà, G., Romero, D., and Argemí, O. (2015). X-rays and microwave RF power from high voltage laboratory sparks. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*.
- Montanya, J., Van Der Velde, O., and Williams, E. R. (2015). The start of lightning: Evidence of bidirectional lightning initiation. *Scientific Reports*.
- Moss, G. D., Pasko, V. P., Liu, N., and Veronis, G. (2006). Monte Carlo model for analysis of thermal runaway electrons in streamer tips in transient luminous events and streamer zones of lightning leaders. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*.
- Nemiroff, R. J., Bonnell, J. T., and Norris, J. P. (2004). Temporal and spectral characteristics of terrestrial gamma flashes. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*.
- Neubert, T., Østgaard, N., Reglero, V., Blanc, E., Chanrion, O., Oxborrow, C. A., Orr, A., Tacconi, M., Hartnack, O., and Bhandari, D. D. V. (2019). The asim mission on the international space station. *Space Science Reviews*, 215(2):26.
- Østgaard, N., Balling, J. E., Bjørnsen, T., Brauer, P., Budtz-Jørgensen, C., Bujwan, W., Carlson, B., Christiansen, F., Connell, P., Eyles, C., Fehlker, D., et al. (2019). The modular x- and gamma-ray sensor (mxgs) of the asim payload on the international space station. *Space Science Reviews*, 215(2):23.
- Østgaard, N., Gjesteland, T., Stadsnes, J., Connell, P. H., and Carlson, B. (2008). Production altitude and time delays of the terrestrial gamma flashes: Revisiting the Burst and Transient Source Experiment spectra. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*.
- Parks, G. K., Mauk, B. H., Spiger, R., and Chin, J. (1981). X-ray enhancements detected during thunderstorm and lightning activities. *Geophysical Research Letters*.
- Pasko, V. P. (2014). Electrostatic modeling of intracloud stepped leader electric fields and mechanisms of terrestrial gamma ray flashes. *Geophysical Research Letters*.

- Rakov, V. A. and Uman, M. A. (2003). *Lightning: physics and effects*. Cambridge University Press.
- Riousset, J. A., Pasko, V. P., Krehbiel, P. R., Rison, W., and Stanley, M. A. (2010). Modeling of thundercloud screening charges: Implications for blue and gigantic jets. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*.
- Riousset, J. A., Pasko, V. P., Krehbiel, P. R., Thomas, R. J., and Rison, W. (2007). Three-dimensional fractal modeling of intracloud lightning discharge in a New Mexico thunderstorm and comparison with lightning mapping observations. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*.
- Rison, W., Thomas, R. J., Krehbiel, P. R., Hamlin, T., and Harlin, J. (1999). A GPS-based three-dimensional lightning mapping system: Initial observations in central New Mexico. *Geophysical Research Letters*.
- Roberts, O. J., Fitzpatrick, G., Stanbro, M., McBreen, S., Briggs, M. S., Holzworth, R. H., Grove, J. E., Chekhtman, A., Cramer, E. S., and Mailyan, B. G. (2018). The first fermi-gbm terrestrial gamma ray flash catalog. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 123(5):4381–4401.
- Sarria, D., Rutjes, C., Diniz, G., Luque, A., Ihaddadene, K. M. A., Dwyer, J. R., Østgaard, N., Skeltved, A. B., Ferreira, I. S., and Ebert, U. (2018). Evaluation of monte carlo tools for high-energy atmospheric physics ii: relativistic runaway electron avalanches. *Geoscientific Model Development*, 11(11):4515–4535.
- Shao, X. M., Hamlin, T., and Smith, D. M. (2010). A closer examination of terrestrial gamma-ray flash-related lightning processes. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*.
- Skeltved, A. B., Østgaard, N., Carlson, B., Gjesteland, T., and Celestin, S. (2014). Modeling the relativistic runaway electron avalanche and the feedback mechanism with GEANT4. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*.
- Skeltved, A. B., Østgaard, N., Mezentsev, A., Lehtinen, N., and Carlson, B. (2017). Constraints to do realistic modeling of the electric field ahead of the tip of a lightning leader. *Journal of Geophysical Research*.

- Skogseide, Y., Cenkeramaddi, L. R., Genov, G., Njøten, K., Rostad, M. E., Solberg, A., Stadsnes, J., Ullaland, K., Østgaard, N., Budtz-Jørgensen, C., and Kuvvetli, I. (2012). BGO front-end electronics and signal processing in the MXGS instrument for the ASIM mission. In *2012 IEEE I2MTC - International Instrumentation and Measurement Technology Conference, Proceedings*.
- Smith, D. A., Shao, X. M., Holden, D. N., Rhodes, C. T., Brook, M., Krehbiel, P. R., Stanley, M., Rison, W., and Thomas, R. J. (1999). A distinct class of isolated intra-cloud lightning discharges and their associated radio emissions. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*.
- Smith, D. M., Bowers, G. S., Kamogawa, M., Wang, D., Ushio, T., Ortberg, J., Dwyer, J. R., and Stock, M. (2018). Characterizing Upward Lightning With and Without a Terrestrial Gamma Ray Flash. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*.
- Smith, D. M., Dwyer, J. R., Hazelton, B. J., Grefenstette, B. W., Martinez-Mckinney, G. F., Zhang, Z. Y., Lowell, A. W., Kelley, N. A., et al. (2011a). A terrestrial gamma ray flash observed from an aircraft. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*.
- Smith, D. M., Dwyer, J. R., Hazelton, B. J., Grefenstette, B. W., Martinez-Mckinney, G. F., Zhang, Z. Y., Lowell, A. W., Kelley, N. A., et al. (2011b). The rarity of terrestrial gamma-ray flashes. *Geophysical Research Letters*.
- Smith, D. M., Hazelton, B. J., Grefenstette, B. W., Dwyer, J. R., Holzworth, R. H., and Lay, E. H. (2010). Terrestrial gamma ray flashes correlated to storm phase and tropopause height. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*.
- Smith, D. M., Lin, R. P., Turin, P., Curtis, D. W., Primbsch, J. H., Campbell, R. D., Abiad, R., Schroeder, P., Cork, C. P., Hull, E. L., et al. (2002). The RHESSI spectrometer. *Solar Physics*.
- Smith, D. M., Lopez, L. I., Lin, R. P., and Barrington-Leigh, C. P. (2005). Terrestrial gamma-ray flashes observed up to 20 MeV. *Science*.
- Stanley, M. A., Shao, X. M., Smith, D. M., Lopez, L. I., Pongratz, M. B., Harlin, J. D., Stock, M., and Regan, A. (2006). A link between terrestrial gamma-ray flashes and intracloud lightning discharges. *Geophysical Research Letters*.

- Stolzenburg, M. and Marshall, T. C. (2008). Charge structure and dynamics in thunderstorms. *Space Science Reviews*.
- Stolzenburg, M., Rust, W. D., and Marshall, T. C. (1998). Electrical structure in thunderstorm convective regions 2. Isolated storms. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*.
- Tavani, M., Barbiellini, G., Argan, A., Bulgarelli, A., Caraveo, P., Chen, A., Cocco, V., Costa, E., De Paris, G., Del Monte, E., et al. (2008). The agile space mission. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment*, 588(1-2):52–62.
- Thomas, R. J., Krehbiel, P. R., Hamlin, T., Harlin, J., and Shown, D. (2001). Observations of VHF source powers radiated by lightning. *Geophysical Research Letters*.
- University of California, B. (1996). Solving the discrete poisson equation using jacobi, sor, conjugate gradients, and the fft. (<https://people.eecs.berkeley.edu/demmel/cs267/lecture24/lecture24.html>).
- Van Der Velde, O. A. and Montanyà, J. (2013). Asymmetries in bidirectional leader development of lightning flashes. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*.
- Wang, H., Guo, F., Zhao, T., Qin, M., and Zhang, L. (2016). A numerical study of the positive cloud-to-ground flash from the forward flank of normal polarity thunderstorm. *Atmospheric Research*.
- Williams, E. (2005). Lightning and climate: A review. *Atmospheric Research*, 76(1-4):272–287.
- Williams, E., Boldi, R., Bór, J., Sători, G., Price, C., Greenberg, E., Takahashi, Y., Yamamoto, K., et al. (2006). Lightning flashes conducive to the production and escape of gamma radiation to space. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*.
- Williams, E. R., Geotis, S. G., Renno, N., Rutledge, S. A., Rasmussen, E., and Rickenbach, T. (2002). A Radar and Electrical Study of Tropical “Hot Towers”. *Journal of the Atmospheric Sciences*.
- Wilson, C. (1925). The Acceleration of  $\beta$ -particles in Strong Electric Fields such as those of Thunderclouds. *Mathematical Proceedings of the Cambridge Philosophical Society*.

- Wilson, C. T. (1924). The electric field of a thundercloud and some of its effects. *Proceedings of the Physical Society of London*.
- Xu, W., Celestin, S., and Pasko, V. P. (2012). Source altitudes of terrestrial gamma-ray flashes produced by lightning leaders. *Geophysical Research Letters*.



# Apéndices





# Apéndice A

## Otras publicaciones

### A.1. Nature Communications (En revisión)

Durante el desarrollo de esta investigación, se brindó soporte a las observaciones de TLEs realizadas durante dos campañas en Colombia en 2017 y 2018 . Como resultado 4 *gigantic jets (GJ)* fueron grabados por primera vez en cámara rápida, entre 1000 y 5000 imágenes por segundo. Estas observaciones revelaron nuevos hallazgos de propagación en los procesos de *streamers* en alturas elevadas. Gracias a estos hallazgos, actualmente se encuentra en proceso de revisión un manuscrito enviado a Nature Communications. El abstract del manuscrito se incluye a continuación.



# Evolution of Gigantic Jets at high imaging rates

Oscar A. van der Velde<sup>1</sup>, Joan Montanya.<sup>1</sup>, Jesús A. López<sup>1,2</sup>, and Steven A. Cummer<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Lightning Research Group, Electrical Engineering Department.

Universitat Politecnica de Catalunya - BarcelonaTech, Terrassa, Spain

oscar.van.der.velde@upc.edu

<sup>2</sup> PAAS, Electrical Engineering Department, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia

<sup>3</sup> Electrical and Computer Engineering Department, Duke University, Durham, North Carolina, United State

## Abstract

In 2002 it was discovered that a lightning discharge can jump out of the top of tropical thunderstorms and branch out spectacularly to the base of the ionosphere at 90 km altitude. Several dozens of such gigantic jets have been recorded or photographed since then, but eluded capture by high-speed video cameras. Here we report on 4 gigantic jets recorded in Colombia at a temporal resolution of 200  $\mu$ s to 1 ms. During the rising stage, one or more luminous steps are revealed at 32-40 km, before a continuous upward movement of negative streamers to the ionosphere. This final jump starts in a clearly bi-directional fashion. One event grew 3 separate branches to the ionosphere with more complex dynamics. Magnetic field signals tracking the charge transfer and optical Geostationary Lightning Mapper data are now matched unambiguously to the precisely timed final jump process in a gigantic jet.



## **A.2. Atmospheric Research**

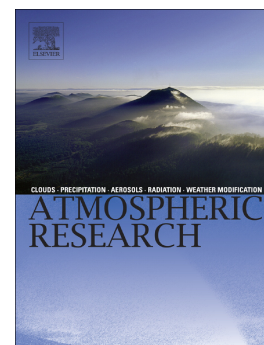
Durante esta investigación, también se participó en el estudio de las condiciones meteorológicas y propiedades de tormentas relacionadas con riesgos por rayos en aerogeneradores. La utilización del sistema Lightning Mapping Array e información de radar, permitió analizar las condiciones de estructuras de carga eléctrica y la caracterización de propagación de líderes durante eventos reportados de impactos de rayos en aerogenerados. El postprint del artículo se incluye a continuación.



## Accepted Manuscript

Thunderstorm characteristics favouring downward and upward lightning to wind turbines

Nicolau Pineda, Joan Montanyà, Albert Salvador, Oscar A. van der Velde, Jesús A. López



PII: S0169-8095(18)30073-5  
DOI: doi:[10.1016/j.atmosres.2018.07.012](https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2018.07.012)  
Reference: ATMOS 4317  
To appear in: *Atmospheric Research*  
Received date: 16 January 2018  
Revised date: 10 July 2018  
Accepted date: 10 July 2018

Please cite this article as: Nicolau Pineda, Joan Montanyà, Albert Salvador, Oscar A. van der Velde, Jesús A. López, Thunderstorm characteristics favouring downward and upward lightning to wind turbines. Atmos (2018), doi:[10.1016/j.atmosres.2018.07.012](https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2018.07.012)

This is a PDF file of an unedited manuscript that has been accepted for publication. As a service to our customers we are providing this early version of the manuscript. The manuscript will undergo copyediting, typesetting, and review of the resulting proof before it is published in its final form. Please note that during the production process errors may be discovered which could affect the content, and all legal disclaimers that apply to the journal pertain.

## THUNDERSTORM CHARACTERISTICS FAVOURING DOWNWARD AND UPWARD LIGHTNING TO WIND TURBINES

Nicolau Pineda <sup>a,b</sup>, Joan Montanyà <sup>a</sup>, Albert Salvador <sup>a,b</sup>, Oscar A. van der Velde <sup>a</sup>, Jesús A. López <sup>a</sup>

<sup>a</sup>Lightning Research Group, Technical University of Catalonia, Carrer Colom 1, 08222 Terrassa, Spain

<sup>b</sup>Meteorological Service of Catalonia, Carrer Berlín 38-46, 08029 Barcelona, Spain

Contact: npineda@meteo.cat

### ABSTRACT

Meteorological conditions and thunderstorm characteristics related to lightning threats to wind turbines are discussed in this paper. Due to the rotating blades, wind turbines may be regarded peculiar tall objects, more susceptible to lightning strikes than other tall man-made structures. In the present study, Lightning Mapping Array and weather radar observations allowed to draw a clear picture of the thunderstorm characteristics leading to lightning strokes to wind turbines, in a coastal area of the Mediterranean basin. Results showed that lightning threats to wind turbines tend to occur during transitional periods (spring and autumn), although the main thunderstorm activity concentrates in the warm summer months. Thunderstorms with downward strokes to wind turbines presented particular features, like a limited vertical development and a dominant lower positive charge layer. Downward cloud-to-ground strokes hitting wind turbines were mainly of negative polarity and with peak currents above the average. On the other hand, conditions for self-initiated upwards from wind turbines resemble those reported in Japan and the U.S winter thunderstorms, with low-cloud based large electrified stratiform regions. These particular conditions, leading to lightning threats to wind turbines, should be properly included in lightning protection standards.

**KEY WORDS:** lightning mapping array, thunderstorm charge structure, downward and upward lightning, wind turbines

### 1. INTRODUCTION

The observations of lightning strokes to tall objects have been extensively reported in the literature (e.g. McEachron, 1939; Berger, 1967; Eriksson, 1978). A summary of the research efforts on this subject can be found in Rakov and Uman (2003). Interest in lightning to tall structures has grown in recent years, in particular due to the rapid expansion of wind energy globally (e.g. Rachidi et al., 2008; Foley et al., 2012).

Structures of limited height (below 100 m) will suffer from downward strikes whereas tall structures like wind turbines (hereafter, WT) are more prone to initiate upward lightning (e.g. Rachidi et al., 2008; Zhou et al., 2010). High towers (>100 m height) are exposed to strong local electric fields under thunderclouds, being prone to initiate upward propagating leaders (Berger, 1967). Besides, local topography plays a role on the effective height of the structure. Towers on mountain tops are said to have an effective height that is considerably larger than the physical height of the tower (e.g. Risk 1990; Rachidi et al., 2008; Zhou et al., 2010). The concept of effective height is used to account for the additional field distortion (enhancement)



due to the presence of the mountain on which the structure is located (e.g. Pierce, 1971; Eriksson, 1978; Risk, 1994; Zhou et al., 2010).

In addition, rotating blades make WT peculiar tall objects (almost 40% of the total turbine height is in rotation). In this regard, a growing number of studies speculate whether a rotating WT is more susceptible to lightning strikes than stationary turbines (e.g., Rachidi et al., 2008; Wang et al., 2008; Radicevic et al., 2012; Wang and Takagi, 2012; Montanyà et al., 2014). According to Montanyà et al. (2014) the effect of rotation induces an electric field growth rate, necessary for the initiation of stable leaders.

All in all, tall structures like multi-megawatt WT have a higher probability of being struck by lightning, compared to their surroundings (e.g. Rachidi et al., 2008; Wang and Takagi, 2012). Indeed, lightning is one of the major causes of severe damage to WT and add a significant cost to their operation and maintenance (e.g. Braam et al., 2002; Minowa et al., 2006; Yasuda et al., 2012; Candela et al., 2014).

### ***1.1. Type of lightning to tall structures***

Lightning strikes can be divided into several categories, where the ones relevant to WT mainly concern lightning polarity and the direction of initiation. Downward lightning occurs mainly under deep convection (e.g. warm-season thunderstorms) and the threat to WT calculated in relation to the regional lightning density (Ng). Downward discharges are predominantly of negative polarity, in correspondence with lightning climatology (Rivas-Soriano et al., 2005; Pineda et al., 2011; Poelman et al., 2016).

As mentioned previously, tall structures above a certain height are prone to initiate upward lightning (UL). Leaders may originate from WT due to locally strong electric fields (self-initiated upward lightning, SIUL) or may be triggered by prior lightning discharges in the vicinity, which can provide the necessary electric fields for the inception of an upward leader (lightning-triggered upward lightning, LTUL). Regarding WT, Wang and Takagi (2012) noted that self-initiation occurred more frequently with higher observed wind speeds (or a rotating windmill) compared with LTUL. It should be added here that upward propagating leaders not followed by return stroke sequences can go unnoticed by conventional Lightning Location Systems (LLS), and therefore the number of upward leaders from WT will be underestimated (e.g. March, 2017).

Despite the modest occurrence of winter lightning, compared to lightning activity associated to deep convection, winter thunderstorms can produce very energetic lightning events (Zhou et al., 2012a; 2012b), and a large amount of damage to sensitive tall structures such as WT (e.g. Shindo et al., 2012; Wang and Takagi, 2012; Yokoyama, 2013; Honjo, 2015). The underlying reason is the low altitude of the cloud charge, as well as the reduced or even absent lower positive charge region (Murphy et al., 1996; Montanyà et al., 2007; Nag and Rakov, 2009; Williams, 2018). Although the highest winter lightning activity is reported in Japan, Montanyà et al. (2016a) identified other areas prone to winter lightning such as parts of the Mediterranean basin, the eastern coast of the US or in the Southern Hemisphere, Uruguay and its surroundings. For example, Levin et al. (1996), Yair et al. (1998) and Altaratz et al. (1999) have reviewed the meteorological conditions favouring lightning in the eastern Mediterranean. There, winter lightning activity concentrates between December and February. Thunderclouds develop at the cold front or, within the cold air mass, just immediately after passing through the “Cyprus lows” (Altaratz et al., 2001). This type of storm is very similar to winter thunderstorms in western Japan (Michimoto, 1991; 1993), and is different from the summertime, continental, mesoscale convective system type thunderclouds.

## **1.2. Lightning risk assessment**

Current lightning protection standards for WT (e.g. IEC 61400-24, 2010) rely on three main parameters: (i) the lightning density ( $N_g$ ) of the region where the wind farm is to be installed; (ii) the height of the wind turbine itself and (iii) the environmental factor ( $C_d$ ). Downward lightning is the most frequent type of lightning and its incidence on a particular wind farm is related to the local  $N_g$ . Conversely, UL is only considered in the standard within the environmental factor, among other factors like the complexity of local terrain and the height above sea level. According to different authors (e.g. Rachidi et al., 2008; March 2017) the majority of the strikes to modern turbines are expected to come from UL, and therefore a more realistic approach to calculate its contribution is suggested (e.g. Chan et al., 2018). A proposal on how to account for UL in protection standards is beyond the scope of this paper, but the aforementioned issues emphasise the importance of expanding the knowledge on this topic.

## **1.3. Objectives**

There has been very little study of the in-cloud components of UL from man-made structures. In recent years, the use of high resolution lightning mapping systems and high-speed video have provided relevant information about lightning occurrence on WT. Observations of lightning initiated by WT with a Lightning Mapping Array (LMA) system (Van der Velde et al., 2011; Schultz et al., 2011; Montanyà et al., 2014; Wang et al. 2017), as well as of direct impacts from downward strokes (Montanyà et al., 2016b) have been recently presented. Bearing in mind the growing concern on the lightning impact on the wind power sector as the wind farm deployment grows around the globe, it is of interest to analyse the meteorological context that favours lightning to/from WT. In particular, our objective in the present study was to identify the characteristics and common features of the thunderstorms that produced flashes striking WT in a coastal area of the western Mediterranean basin. To this end, the analysis mainly relied on LMA, weather radar volumetric data and temperature vertical profiles, to characterise thunderstorms that pose a threat to WT, with special emphasis on the vertical charge structure.

The area of study (hereafter, AoS) is a hilly area in south Catalonia, near the river Ebre's Delta, not far from the coast on the western Mediterranean Sea (Fig. 1). Wind farms have been progressively deployed in the AoS since 1995. Roughly speaking, wind farms consist of 25 to 50 small WT (40-80 m height), with a baseline ranging from 150 to 250 m and produce from 5 to 50 MW. The AoS is an area largely covered by meteorological observation systems, as it has been designed to cover the post launch Cal/Val field campaign of the ASIM project (Neubert et al., 2006).

The organization of the paper is as follows: Section 2 describes the instrumentation and analysis technique; Section 3 collects the results; Section 4 deals with the discussion of the results and finally section 5 presents the concluding remarks.

# **2. INSTRUMENTATION AND ANALYSIS TECHNIQUES**

## **2.1. Intra-cloud lightning**

Intra-cloud (IC) lightning was measured with a LMA (Rison et al., 1999; Thomas et al., 2004) deployed in the Ebre's Delta during the summer of 2011 (Fig. 1). The LMA system detects lightning radio emissions in the very high frequency range (VHF, 60–66 MHz) and locates them in three dimensions by a time-of-arrival (TOA) technique. Each station samples, over 80  $\mu$ s intervals, the maximum signal amplitude and its GPS-

derived precise time, allowing to locate 2000 to 3000 sources per second coming from lightning channels inside the cloud. The accuracy of the mapped source locations is expected to be within 10 m in the horizontal dimension, 30 m in the vertical dimension and 40 ns in time (Thomas et al., 2004). This level of accuracy allows identifying the upward leaders associated with a WT.

The so called Ebre Lightning Mapping Array (ELMA) is operated by the Lightning Research Group of the Technical University of Catalonia (<http://lrg.upc.edu/en>). The initial six-station ELMA was expanded to 11 stations during 2012, enlarging the area of coverage. Details on the ELMA can be found in Van der Velde and Montanyà (2013).

## 2.2. Cloud to ground lightning

Cloud-to-ground (CG) data is needed to complement the LMA, since the LMA only detects the cloud phase of lightning. CG stroke information used in the current study was obtained from the LLS operated by the Meteorological Service of Catalonia (SMC), composed by four VAISALA LS8000 stations covering the region of Catalonia (NE Iberian Peninsula) including the AoS. CG return strokes are detected by a low frequency (LF) sensor and located using a combination of TOA and Magnetic Direction Finding (MDF) technique (Cummins and Murphy, 2009). Throughout the years of operation, the SMC-LLS performance has been experimentally evaluated by means of electromagnetic field measurements and video recordings of natural lightning in successive campaigns (Montanyà et al., 2006; 2012; Pineda and Montanyà, 2009). The analysis of the 2013-campaign (Montanyà, 2014) establishes a CG flash detection efficiency for the SMC-LLS around 80–85%.

Additionally, CG data from the European LINET network was available for the analysed events. LINET employs TOA to detect CG lightning strokes in the very low frequency range Betz et al. (2009a). LINET offers a location accuracy reaching an average value of around ~150 m, as verified by CG strokes to towers of known position (Betz et al. 2009a). More details about the LINET system can be found in Betz et al. (2009b).

## 2.3. Weather Radar

In this work, we also took advantage of weather radar products. The SMC operates a weather radar network in the Catalonia region, with “La Miranda” radar (N 41° 05′ 30.24″ E 0° 51′ 48.58″; 950 m above MSL) located at 40–50 km of the AoS (Fig. 1). The SMC radars operate in C-band (5.600 to 5.650 MHz) and are Doppler type. Polar volumes (radar reflectivity and radial velocity) are acquired every 6 min. Further technical details of the SMC weather radars and network characteristics can be found in Bech et al. (2004) and Argemí et al. (2014).

Since the introduction of weather radar, many studies have dealt with the necessary conditions for the initiation of lightning (e.g. Workman and Reynolds, 1949; Reynolds and Brook, 1956; Larsen and Stansbury, 1974; Dye et al. 1989; Buechler and Goodman, 1990; Hondl and Eilts, 1994). All in all, the onset of significant electrification is associated with a rapid vertical development of convection, which allows the presence of precipitation in the mixed phase region (i.e., the presence of small ice crystals and super-cooled cloud water) above the height of the  $-10^{\circ}\text{C}$  isotherm. Therefore, the appearance of a 30–40 dBZ or greater radar echo at heights above the  $-10^{\circ}\text{C}$  isotherm indicates the presence of a large enough quantity of hydrometeors in the mixed phase region for electrical charging, and ultimately, lightning.

To account for the thunderstorm vertical development, we worked with the radar echo top product, with 12 and 35 dBZ thresholds (that is, the maximum height reached by the 12/35 dBZ reflectivity echoes). Besides, constant-altitude plan position indicator (CAPPI) at 1000 m AGL images, were used to analyse the storm morphology.

## **2.4. Sounding vertical profiles**

Reviews of charge structure (e.g. Khrehbiel, 1986; Williams, 1989) illustrate a relationship between the height of electrical charge centres and the temperature profile. In this regard, the heights of the representative environmental temperature values selected were obtained from the Barcelona radiosonde data (Abellán et al., 2011). The Barcelona station (N 41° 23' 4.08" E 2° 7' 3.36") takes part on the Global Telecommunications Service (GTS) observations from 2008, with the code 08190.

Relying on the graupel-ice mechanism conceptual model to explain cloud electrification (e.g. Takahashi, 1978; MacGorman and Rust, 1998), the environmental temperatures selected in this study were  $-10^{\circ}\text{C}$  and  $-40^{\circ}\text{C}$ , aiming to delimit the mixed-phase cloud region, where the main negative charge region resides (MacGorman and Rust, 1998). In fact, many studies have reported a strong correlation between lightning initiation and radar echoes at  $-10^{\circ}\text{C}$  to  $-20^{\circ}\text{C}$  levels (e.g. Krehbiel et al. 1984; Buechler and Goodman, 1990; Gremillion and Orville, 1999; Vincent et al., 2003; Yeung et al., 2007). Krehbiel et al. (1984) has noted that this main negative charge region remains at fairly constant altitudes as the storm evolves. Moreover, Tomine et al. (1986) and Michimoto (1991) have stated that these environmental temperatures also apply to winter storms, despite taking place at rather low altitudes.

On the other hand, two instability indices derived from the Barcelona sounding were used to briefly characterise the environment of the analysed thunderstorms: the CAPE (Convective Available Potential Energy, Wallace and Hobbs, 1973), a common metric for the energy available in the environment for thunderstorm growth; and the Lifting Condensation Level (LCL), used to estimate boundary layer cloud heights (e.g., Stackpole, 1967).

## **2.5. Case study selection**

Episodes with lightning flashes involving WT in the AoS were primarily identified by means of LINET CG data. Since clusters of CG are often observed around tall structures (e.g. Betz et al., 2004; Diendorfer et al 2014, Nag et al 2015), the area with wind farms within the LMA coverage was systematically monitored, looking for clusters of strokes in a buffer of 150 m around WT. Data from this first selection was manually inspected using LMA data, searching for leaders ending or starting on WT. This exercise resulted in 5 case studies. Besides, two summer thunderstorm episodes are included in the analysis, in order to have a reference on the typical warm-season vertical charge structure for comparison.

## **2.6. Analysis technique**

The analysis of the evolution of the vertical structure of the storm relied mainly on the evolution of the LMA source density, two radar echo top products (12 and 35 dBZ) and temperature vertical profiles ( $-10^{\circ}\text{C}$  and  $-40^{\circ}\text{C}$ ). Besides, the vertical charge structure was inferred from the LMA observations for the periods when lightning to/from WT occurred. In particular, we used the method developed by van der Velde and Montanyà (2013), which uses a time-distance-altitude projection to identify the polarity of each IC leader process from the inferred velocity of lightning channels. The LMA predominantly locates sources coming from negative leaders moving through regions of positively charged cloud particles, with propagation speeds

of  $1\text{--}2\cdot 10^5\text{ ms}^{-1}$ . Weaker sources from positive leader traces inside the negative charge region are often detected as well, caused generally by recoil leaders (e.g., Mazur, 2002; van der Velde and Montanyà, 2013). Compared to negative leaders, the propagation speed of positive channels is almost an order of magnitude lower, with velocities around  $2\text{--}3\cdot 10^4\text{ ms}^{-1}$  (e.g. Mazur et al., 1998; Shao and Krehbiel, 1996). The majority of these sources typically cluster over a shallow range of altitude, creating regions of net positive and negative charge. LMA observations have also shown that the lightning discharge tend to initiate in-between these opposite charge layers (van der Velde and Montanyà, 2013).

Finally, to account for the horizontal dimensions of the storm system, storm morphology analysis was carried out using the classifications by Parker and Johnson (2000) and Duda and Gallus (2010). All systems were classified using visual inspection of radar CAPPI sequences.

### 3 RESULTS

The case studies with lightning strokes to WT are summarized in Table 1, which includes both downward and upward lightning events. The selection of case studies includes also includes two summer thunderstorm episodes, to be used as a reference for typical warm season thunderstorms in the analysis and discussion of the charge structure.

#### 3.1. *Lightning activity in the region of interest*

The first thing to stress about Table 1 is that the episodes involving lightning strokes to WT correspond usually to months with low lightning activity in the AoS, such as April and November. Therefore, before the case overview, lightning patterns throughout the year in the AoS were analysed, using data from the SMC-LLS (12-year period, 2005–2016). The average CG flash density in the AoS is of  $2.8\text{ CG flashes km}^2\text{ year}^{-1}$ , 0.8 above the average density of the whole Catalonia. On the one hand, nearly 87% of the annual CG flashes occur between June and October, with a peak at the end of summer (24% in August and 33% in September). Conversely, months from November to April account for only 9% of the observed lightning activity. Indeed, the seasonal cycle in the AoS is driven by two main factors: the solar heating which peaks in summer and favours the onset of convective storms, and the proximity to the Mediterranean Sea conditioning the autumn and winter activity. From the late summer on, lightning activity moves gradually to the coast and offshore, where the activity is dominant in autumn. This change is related to the average land/sea temperature difference, the average sea surface temperature being warmer during autumn compared to land (Kotroni and Lagouvardos, 2016; Galanaki et al., 2018).

#### 3.2. *Typical summer thunderstorms. Case overview*

##### 1<sup>st</sup> JULY 2014

On that day, convective indices presented moderate conditions of instability (see Table 1). Convection started to develop in the mountainous region west of the Ebre's Delta, traveling to the Northeast afterwards. The initial cells began to cluster in a line, oriented in the direction of the predominant SW-NE flow. Over time, the flow rotated to a West-East pattern. New growing cells kept clustering but in a less organized manner. The cluster of cells crossed the AoS between 17:00 and 18:00 UTC and promptly decayed soon after. Fig. 2 shows the evolution of the vertical structure of the storm occurring in the AoS. Thunderstorms in this episode began to grow rapidly around 11:00 UTC, and continued intensifying until 15:00 UTC, as indicated by increases both in the density of VHF sources. The seesaw trend of the TOP-35 in the following

hours suggests a sequential development of pulse-type convection. High IC activity was reported by the LMA as the TOP-35 remained around the  $-40^{\circ}\text{C}$ . The abrupt decay of the TOP-35 by 18:30 UTC led to the termination of the lightning activity. It is worth noticing the increase in the CG lightning flash rate (hereafter LFR) on the latest hours, as the VHF burst density showed activity in the lower positive layer (16:30 – 18:00 UTC approx.).

## 2<sup>nd</sup> AUGUST 2014

Convection initiated around 11:00 UTC with diverse cells that progressively clustered SW of the Delta, to finally form a non-linear convective system with a large area of reflectivity above 45 dBZ (CAPPI 1km 13:00 UTC) in what looks like the period of maximum development. After that, while moving to the Ebre's Delta from West to East, the complex split into different cells, to finally dissipate around 14:00 UTC. In the meantime, new cells appeared in the radar coverage coming from SW, this time showing a leading stratiform pattern. Subsequent cells continued in the same SW-NE flow over the Delta. The 35-dBZ echo tops (Fig. 3), growing rapidly to reach first the  $-10^{\circ}\text{C}$  (4.5 km AMSL approx.) and shortly after the  $-40^{\circ}\text{C}$  (9 km AMSL approx.), spanning the mixed-phase region, suggested the presence of graupel and an environment conducive to active charge separation. The LMA density bursted shortly after, showing a high activity between 12:00 and 14:00 UTC, related to negative channels at heights between 9–11 km ASML. Negative channels in the lower layer also became apparent from 12:00 to 13:00 UTC, coinciding with the period of maximum LFR ( $15 \text{ CG min}^{-1}$ ). Between 13:00 and 14:00 UTC the TOP-35 almost lost half of its height, and so did the VHF source density and the CG activity. In the following hours the TOP-35 stayed around the  $-10^{\circ}\text{C}$  with a moderate lightning activity until a rapid decline around 20:00 UTC.

### 3.3. Case studies involving lightning to wind-turbines

The cases listed in Table 1, involving lightning strokes to WT, showed modestly unstable environments with  $400 \text{ J kg}^{-1}$  of CAPE at most,  $-10^{\circ}\text{C}$  levels below 4500m AMSL, nearly saturated vertical profiles and the tropopause at around 10–11 km AMSL or lower. Accordingly, the resulting storm systems were not particularly vigorous. Weather radar sequences showed that thunderstorms favouring lightning strokes to WT did not have any particular precipitation configuration. Besides, they all showed a weak LFR, with lightning to WT occurring around the maximum LFR period.

## 20<sup>th</sup> NOVEMBER 2011

For this episode, radar imagery showed a stationary thunderstorm system with a parallel-stratiform precipitation configuration, moving SE-NW, with weak convective cells at its southernmost end. The VHF source density (Fig. 4) shows two periods of maximum activity, the first around 04:30 UTC and the second at 07:30 UTC, with a strong lower positive layer at 3–4 km ASML and a weaker upper positive layer between 7 and 9 km ASML. These two periods of maximum activity are delimited by TOP-35 above the  $-10^{\circ}\text{C}$  height, and the moments of maximum LFR ( $7\text{--}8 \text{ CG min}^{-1}$ ) are collocated with the maximum TOP-35 heights. Downward lightning to WT (04:29, 04:37, 04:39, 04:45 UTC) were observed during the first period of maximum activity. At that time, 1-km CAPPI imagery showed a rainfall field extension ( $>12 \text{ dBZ}$ ) at that time of about  $100 \times 40 \text{ km}$ . Another series of downwards to WT was observed between 06:55 and 07:15 UTC (06:55, 06:57, 06:58, 07:11, 07:15 UTC), coinciding with high VHF source densities in the low charge layer.

As an example, the LMA plot of the 04:37 UTC flash is shown in Fig. 5. The flash started immediately above a wind turbine with a fast negative downward leader originated at around 3 km altitude, producing two CG strokes to a WT. The first CG stroke produced a current of  $-98 \text{ kA}$ , the second stroke was of  $-7 \text{ kA}$

and occurred 23 ms after. The flash had a low altitude positive leader development with negative leader activity above. No leader activity was observed above 6 km during this lightning event. The plain view panel shows radial channels spreading simultaneously in various directions, all starting from the lightning initiation region. Regarding to the precipitation structure, Fig. 6 shows the 04:39 UTC flash in combination with the radar reflectivity. Similar to the 04:37 UTC flash (Fig.5), this flash also started on the perimeter of a convective core, with a downward channel right after the breakdown, and cloud channels spreading radially to the stratiform precipitation region after the CG return stroke. The second series of lightning to WT had a similar pattern, with the CG flashes to WT starting in the vicinity of convective cores, showing first CG strokes followed afterwards by cloud channels spreading away.

### 3<sup>rd</sup> APRIL 2012

At the time of the first downward flashes to WT (18:38, 18:44 UTC), the north-eastward moving thunderstorms looked like a trailing-stratiform system with embedded weak convective cores above the AoS. Two periods of IC activity were observed above the AoS, the first one starting around 13:00 UTC when the TOP-35 reached the  $-40^{\circ}\text{C}$  height (the evolution is not shown). After a short period of inactivity, activity restarted between 18:00 and 19:30 UTC approx. The sequence of the LMA source density indicates a progressive decrease in the height of the low charge layer. The downward stroke to a WT occurred during this later period.

Fig. 7 shows the LMA detection of the downward stroke that impacted a WT during this episode. Note that the leader activity stayed below 6 km with remarkable positive leader development. A negative leader to ground started at the beginning of the flash and ended with a  $-18$  kA stroke to a turbine located on one of the wind farms in the AoS ( $\approx 640$  m AMSL). According to the radar imagery analysis (not shown), in this case the leader initiated in the rear edge of a convective cell and hit a turbine which was under the same cell at that moment. Compared to precedent case, maximum reflectivity was slightly higher, but the vertical development was similar, with the Top-35 reaching 6.0 to 7.0 km.

### 17<sup>th</sup> NOVEMBER 2012

Around 11:00 UTC, a broken line of cells crossed the AoS South to North, progressively transforming into a parallel stratiform precipitation structure. From 13:00 UTC some of the cores intensified to reach 50 dBZ. Around 17:30 UTC the storm intensity decreased still, the system remained active and intensified again by 22:00 UTC. However, by that time the main cells were leaving the area of coverage of the LMA and were not well represented in Fig.8. VHF source density detected by the LMA shows a bimodal distribution with maximums at 3–4 km and 6–7 km height (similar to the precedent cases). A downward lightning flash to a WT was identified at 17:34 UTC (see Fig. 9). This case corresponds to a complex flash originated about 50 km away from the WT. Before striking the turbine, an intense +CG stroke (+52 kA) triggered a sprite (see van der Velde et al. 2014). After the long negative leader had passed near the WT, positive breakdown occurred and suddenly a negative leader was directed towards a WT, producing 9 strokes. The leader sequence suggests that the first leader development related to the intense +CG flash initiated a new leader breakdown in the wind turbine area. Radar reflectivity in Fig 9 helps locating the negative leader which starts at the border of a convective cell with maximum reflectivity around 45 dBZ. The cloud channel crossed a stratiform area with lower reflectivity, to finally reach a WT which was close to a smaller convective core.

**16<sup>th</sup> NOVEMBER 2013**

On that day, radar imagery showed a leading stratiform precipitation structure, with a large area of moderate reflectivity reaching the AoS around 05:30 UTC. Lightning activity in the AoS was mainly related to embedded convection cores that formed offshore. Ground temperature was about 8°C with a cold air mass from the North and a flow from the Mediterranean due to a low. In this case, the storm was close to the threshold for being considered a winter thunderstorm according to Montanyà et al (2016a) criteria. The evolution of the vertical structure of the storms occurring in the AoS for this episode (not shown) limits the presence of lightning to a narrow timespan of one hour between 08:15 and 09:15 UTC approximately. This is the only period where the TOP-35 was above the -10°C level (3,100 m AMSL). It is during this period that the upward flashes were detected by the LMA (08:13, 08:37, 08:41 UTC). Fig. 10 reveals pulses related to an upward positive leader, starting close to the ground. After 400 ms approx., a very well resolved negative leader rapidly accelerated upwards into a layer of positive charge. The right panel of Fig. 10 shows leader speeds (van der Velde and Montanyà 2013). In this case, the likely source of the UL was a WT. The flash grew to a size of 65 by 40 km. There seem to be two other upward leaders in the figure (435.6 s and 435.85 s), but not as well resolved by the LMA as the first one.

**18<sup>th</sup> JANUARY 2014**

In the AoS, thunderstorms occurring in winter months like the present case study are usually associated with fronts moving northward along the Spanish east coast, or with Mediterranean humid, unstable air lifted over the elevated terrain near the coast. According to the radar sequence of that day (not shown), around 05:00 UTC some weak cells started crossing the AoS, South to North. From 06:30 UTC, some organisation became apparent, which can be described as a weak leading stratiform precipitation system. It produced lightning between 08:00 and 10:00 UTC aprox. During that period, the evolution of the vertical structure of the storm (not shown) depicted negative channels at two different layers, the upper corresponding to positive charge level between 7 to 9 km, with the low positive layer around 4–5 km. Four downward CG strokes to WT were observed between 08:40 and 09:37 UTC. As an example, Figure 11 presents the flash to a WT that occurred at 08:40:18 UTC. Like in the 20<sup>th</sup> November 2011 episode (Fig.6), the flash initiated in the vicinity of a convective core. The LMA depicts a flash starting at 3 km height with a stepped leader that produced three CG strokes to WT (-36, -13, -9 kA). However, this time, the following cloud channels stayed around the core and did not spread to the stratiform region.

Besides, a lightning triggered upward flash was reported at 09:00 by the ELMA (see Fig 12) Although the leader trail was not as well-defined as in the upward flashes detected on the 16<sup>th</sup> November 2013, it seemed to initiate from a WT. The flash started with a negative CG, followed by cloud positive leader at 4–5 km height. Half a second after the beginning of the event, negative strokes reported by LINET were followed by negative leaders, spreading at 8–9 km height, before the negative leader from a WT accelerated upwards to reach the negative layer at 6–7 km height. No other strokes were recorded by LINET after the upward leader.

**3.4. Inferred charge structure**

As seen throughout this study, the LMA system depicts the height of the localised VHF sources, predominantly coming from negative leaders moving through positively charged regions. Therefore, the relative density of sources can be used to infer the charge structure inside the thunderstorm cells. Indeed, the majority of these sources typically cluster over a shallow range of altitude, as shown in the previous evolution figures. However, we do not intend here to do a complete characterization of thunderstorms



charge structure. Instead, our focus lies on the period with lightning activity concerning WT. Hence, vertical profiles of the charge layer structure have been inferred for the periods in which lightning to/from WT occurred (Fig. 13). While the relative density of LMA sources helps locating the charge layer altitudes, the dominant polarity on each layer was confirmed through the inferred velocity of lightning channels, using the aforementioned method by van der Velde and Montanyà (2013).

As expected, typical summer storms display the basic tripole structure (Williams, 1989, 2001). After a rapid vertical growth (Fig 2, 3) a dipole developed, the upper positive charge layer reaching 10–11 km height ( $-40^{\circ}\text{C}$ ). The negative charge region below, related to the mixed phase region (e.g. Williams et al 1991), is located between the 5 and 8 km height ( $-10^{\circ}\text{C}$  to  $-25^{\circ}\text{C}$ ). Figs. 2 and 3 also show, at certain stages, the development of a lower positive charge layer, constituting the classical tripole structure.

Interestingly, apart from the 16<sup>th</sup> November episode, all the other cases analysed showed the same basic tripole structure, the difference being the vertical development they reached. Whereas the upper positive layer reached the 10 km AMSL in the warm season episodes, the cases with downward lightning to WT, only reached 8–9 km height. On the other hand, it is worth noticing that the lower charge positive region is closer to the surface in all the lightning to WT related episodes. Besides, higher LMA source densities were found on the upper positive layer in the summer reference cases, while LMA source activity dominates in the lowest positive charge layer in the WT related cases.

## 4. DISCUSSION

### 4.1. Charge Structure

Results showed charge structures that can be compatible with the tripole produced by the non-inductive charge mechanism (NIC, e.g. Takahashi, 1978; Williams, 1989; Saunders et al., 2006). The LMA inferred charge layers shown in Fig 13 suggest three different types of structure. Firstly, the LMA source density in the warm-season convection episodes (Figs. 2 and 3) shows the maximum activity concentrated in the upper positive charge layer. Deep-convection results in elevated charge structures, with large total LFR but low ground LFR. The CG LFR increases only when a low charge layer is apparent (see Figs. 2 and 3).

Secondly, spring and autumn episodes (e.g. 3<sup>rd</sup> April, 17<sup>th</sup> Nov., 20<sup>th</sup> Nov, Figs. 4 and 8), also having a tripole structure, share another common feature: the lower positive charge layer is the dominant (contrary to warm-season convection where the upper level dominates). This particularity will result in an enhancement of the electric field at the bottom of the negative charge region, providing the means to discharges to propagate to ground as CG flashes (e.g., Jacobson and Krider 1976, Williams 2001, Marshall and Stolzenburg 2002, Pawar and Kamra 2004). Early works by Clarence and Malan (1957) already suggested that lower positive charge centre (LPCC) is essential for the initiation of CG lightning. On the other hand, an excessive LPCC may prevent the occurrence of CG flashes by “blocking” the progression of descending negative leaders from reaching ground (Qie et al 2005, Nag and Rakov, 2009). In this regard, it is worth noting certain differences between the analysed episodes. Lightning to WT on the 20<sup>th</sup> November, 18<sup>th</sup> January and 3<sup>rd</sup> April episodes correspond mainly to CG flashes starting with negative leaders vertically descending to ground. According to the CG classification based on the magnitude of the LPCC by Nag and Rakov (2009), this behaviour suggests a relatively thin LPCC, where the descending negative leader would traverse the positive charge region keeping a predominantly vertical propagation direction towards the ground. Regarding precipitation structure, this “vertical” negative CG flashes tended to have their origin on

the periphery of convective cores. Studies like Carey et al. (2003), Lund et al. (2007) and Akita et al. (2011) pointed out these areas along the perimeter of updrafts as prone to originate CG lightning. Contrarily, lightning strokes to WT on the 17<sup>th</sup> November show significant horizontal propagation before reaching ground, suggesting a larger LPCC compared to the precedent cases. According to the Nag and Rakov (2009) classification, in this scenario, a negatively-charged leader channel originated in the base of the main negative charge region would travel predominantly horizontally because of the blocking LPCC effect, eventually making a termination to ground.

Thirdly, the 16<sup>th</sup> November 2013 episode presented a particular structure, with two layers of opposite polarity and no apparent lower positive layer. The structure on that day had common features with what has been observed, also with an LMA, by Wang et al. (2017) in winter thunderstorms in Japan: (i) an horizontal extension much larger than the vertical extension (a large-scale stratiform cloud with relatively weak echo intensity and low cloud top height (ii) the charge regions enclosed between the  $-10^{\circ}\text{C}$  and  $-20^{\circ}\text{C}$  isotherms, in agreement with the NIC, and (iii) a low altitude of the whole cloud, with positive charge over negative charge. This particular charge distribution has also been reported by Schultz et al. (2011) for upwards from high towers during electrified snowfall events. All in all, this particular scenario featured favourable conditions for the self-initiation of UL. Finally, it is worth mentioning that the LMA system can infer the charge structure only when lightning occurs. In this particular case, the lightning rate was very small, so the charge structure inferred from LMA sources cannot be seen as the complete picture of the thunderstorm charge structure.

#### **4.2. Transition season thunderstorms**

Results presented bring new evidence on the low correlation existing between lightning incidence on WT and the month average lightning density for the region surrounding the wind farm. Results point out that lightning activity in the AoS concentrates between June and October (85% of the year-round CGs) and especially during August and September (57% of CGs). However, all the analysed episodes with lightning from/to WT occurred between November and April, months that account only for nine percent of the year-round lightning activity.

Other studies on lightning incidence to tall structures have shown a similar pattern. For instance, studies at the Gaisberg Tower (Montanyà et al., 2007; Diendorfer, 2009) have shown that although the thunderstorm season in Austria is between April and August, actually the months with the highest numbers of recorded flashes at the Gaisberg tower are March and November, respectively, which are definitely months outside the convective season and generally with very little thunderstorm activity in Austria (Diendorfer, 2017). Other studies in towers around Europe also registered a majority of self-initiated flashes during the winter period, such as the Peissenberg Tower (Manhardt et al., 2012). On the contrary, the majority of upward flashes at the Säntis Tower occur during summer (Romero et al., 2013; Smorgonskiy et al., 2015) like in Rapid City (Warner et al., 2012a, b). According to Smorgonskiy et al. (2015) seasonal variations could be attributed to the differences in the tower effective height, although they pointed out that further research is needed to validate this hypothesis.

Going back to the present results, with the exception of the January case, the rest occurred during the transition from summer to winter and vice versa. During these transition periods, at most mid-latitude locations, like the AoS, the lower boundary of the mixed phase region (i.e., the  $-10^{\circ}\text{C}$  isotherm) suffers a sudden change of height. Fig.14 shows the average evolution of the height of the  $-10^{\circ}\text{C}$  isotherm throughout the year near the AoS (calculated from the Barcelona radiosounding database). The average over a 10-year period (2006–2015) indicates that the  $-10^{\circ}\text{C}$  isotherm is between 5.5 and 6 km height during the

thunderstorm season (June–September) and around 4 km height in winter (December to March). Interestingly, most of the episodes with lightning to WT have been observed during the transitional season, when the isotherm  $-10^{\circ}\text{C}$  is approximately 1.5 km below the typical thunderstorm season and therefore closer to ground.

#### ***4.3. Morphology and Size of the storm***

Results showed that the storms involved in lightning strokes to WT had no particular precipitation structure, developed in a weak convective environment and had modest amounts of lightning. Recently, Wang et al. (2017) pointed out the preference of CG lightning for regions with weak updraft and downdraft. In the present case study, the majority of downward lightning striking WTs are linked to weak convective cores embedded into stratiform dominant systems.

Interestingly, some of the analysed case studies also produced sprites, episodes which are analysed in detail in Van de Velde et al. (2014). There are other studies that reported sprite-parent +CGs involved also in UL (Warner et al., 2011; Lyons et al., 2011 and 2014). High peak current +CGs are followed by long continuing currents, thus resulting in large charge moment changes (CMC) capable of producing transient luminous events (TLE) (e.g. sprites, elves, halos) as documented in different studies (Takahashi et al., 2003; Suzuki et al., 2006; Matsudo et al., 2007; Van de Velde et al., 2014). It is worth stressing out that in our cases most storm systems were relatively small (see dimensions in Table 1) compared to other TLE-related systems like those documented in the central United States (e.g., Lyons, 1996; Lyons et al., 2003; Lang et al., 2010, 2011; Lu et al., 2013). Thunderstorms like 20<sup>th</sup> November, 3<sup>rd</sup> April and 17<sup>th</sup> November exhibited slow storm motion and weak organization in the absence of a strong cold pool, having only weak updrafts in the humid, low energy environment (van der Velde et al. 2014). In any case, the stratiform region of these thunderstorms may grow large enough to allow the necessary charge moment change to trigger a sprite. Regarding the SIUL episode, the 16<sup>th</sup> November 2013, the storm system area is significantly larger than the rest of episodes.

#### ***4.4. Peak current and polarity***

CG peak current and polarity reported on Table 1 corresponding to the CGs to WT show that almost all downward strokes had negative polarity (only one positive case), with rather high peak currents. According to the SMC-LLS records, the average (and median) for Catalonia over the last 7 years (2010–2016) for negative CG strokes is of  $-18.2$  kA ( $-12.9$  kA). In the present study, fifteen of the twenty-two negative downwards to WT had peak currents above the average, and furthermore, in 8 cases the peak current is extremely high (above the 95 percentile,  $-48$  kA). These figures suggest that the peak current plays a role on the attachment process to WT. The distance between the tips of the negative downward leaders and the grounded structure (striking distance, Golde 1945), can be estimated using expressions that relate this distance and the peak current (Love 1973, Cooray et al. 2007). The striking distance increases with increasing peak current (Love 1973, Wang et al. 2013, Tran and Rakov 2015, Visacro et al. 2016), thus favouring the attachment to salient objects like WT.

#### ***4.5. Self-initiated and Lightning-triggered upwards***

As stated in the introduction, upward lightning (UL) may originate from WT due to locally strong electric fields (self-initiated upward lightning, SIUL) or may be triggered by prior lightning discharges (lightning-triggered upward lightning, LTUL). In our case study, all SIUL cases were reported during a single episode,

the 16<sup>th</sup> November 2013. Complementary data from LMA and LINET allows to confirm the absence of a pre-existing lightning (IC or CG) in the vicinity that may have triggered those upwards. Vertical trails of the SIUL flashes detected on that day (Fig. 10) are similar to LMA observations reported by Schultz et al (2011) during a thundersnow. In both cases, upward flashes start with a series of very low altitude pulses, followed by an upward negative leader that reaches the upper positive layer. This sequence may be repeated in time, starting from other turbines of the wind farm. The 16<sup>th</sup> November 2013 episode has very low cloud bases, low freezing levels and a considerable stratiform region (more than 30,000 km<sup>2</sup>, 2 to 7 times more than the “downward” cases). Under these conditions, the electric field above the WT may become large enough to initiate breakdown, and an upward leader may initiate even without additional transient enhancement from a nearby CG or IC lightning discharge. According to Yuan et al. (2017), the relatively low lightning frequency may have facilitated the efficient charge accumulation in the stratiform cloud, favouring the upward leader inception.

On the other hand, Warner et al. 2014 pointed out that strong ambient winds may not be essential for the triggering as SIULs could originate from rotating turbine blade tips at almost any ambient wind velocity. Wang and Takagi (2012) also noted that self-initiation occurred with higher observed wind speeds (or a rotating windmill) compared with other-triggered upward flashes. The underlying reason would be the wind removal of the screening layer present near the tip of the tower that acts as an inhibitor of the upward leader initiation. Unfortunately, for our case studies we do not have wind records from the windfarms to analyse the possible influence of the wind speed.

In Wang and Takagi (2012), LTUL flashes occurred during taller and more active storms, whereas the majority of SIUL took place when there was not significant lightning activity. In our cases studies, Fig.13 shows a thinner and lower charge structure for the SIUL triggering episode, as well as intermediate conditions for the downward/LTUL episodes, compared to the higher typical summer charge structure. On the other hand, LFR in the AoS were similar in both SIUL and LTUL episodes, the difference being the distance between the embedded convective cores and the wind farms. Downward strokes and LTUL from WT emanate from the vicinity of convective cores, whereas on the 16 November SIUL occurred far from the embedded cores of the precipitation system (50 km approx.).

#### **4.6. Risk assessment**

Since the availability of simultaneous observations of weather radar and LLS became available for the analysis of life-cycle of the thunderstorms, different studies have attempted to establish links between radar reflectivity, environmental temperature profiles and lightning. Lang and Rutledge (2011), summarizing on earlier studies, state that the general scope is that the existence of a 40 dBZ echo at or above the altitude of  $-10^{\circ}\text{C}$  corresponds to a very high probability of lightning. The present analysis has shown that, as a general rule, LMA detections are limited to periods when the TOP-12 lies above the  $-10^{\circ}\text{C}$  height. Moreover, VHF source's density showed a close relation with the height of the TOP-35. Surges in the number of sources detected by the LMA are usually observed shortly after the TOP-35 overtakes the  $-10^{\circ}\text{C}$  height, and larger densities are collocated in time with greater heights of the TOP-35, which can reach the  $-40^{\circ}\text{C}$  in the summer cases. In a similar way, lightning activity decreases as the TOP-35 losses height and ceases as the TOP-12 decays below the  $-10^{\circ}\text{C}$  height. These conditions have been observed in all case studies, and therefore results suggest that they apply throughout the year. This pattern can be of utility in lightning hazard warning systems devoted to wind farms, considering that damage to WT is not solely linked to deep convection or severe weather conditions but also to low-intensity thunderstorms outside the main thunderstorm season.

On the other hand, whereas empirical formulas have been developed to estimate the number of downward flashes to a tall object, the majority of the strokes to modern turbines are expected to be UL. In this regard, it is worth recalling that upward leaders not followed by return strokes can go unnoticed by conventional LLS, and therefore the number of UL is being underestimated (e.g. March 2017). As Rachidi et al. (2008) pointed out, neglecting upward flashes, as done in practice nowadays, might result in an important underestimation of the actual number of strokes to WT. The present results provide evidence supporting this statement, as lightning that may pose a threat to wind turbines is linked to “out of season” low-intensity thunderstorms, which are not a significant contribution to the lightning climatology of the region, in terms of the amount of lightning and therefore the region’s average flash density, which is the main lightning parameter used in risk assessment.

## 5. CONCLUDING REMARKS

The meteorological conditions and thunderstorm characteristics favouring lightning to wind turbines have been analysed in a series of episodes, by means of Lightning Mapping Array and weather radar data. The main takeaways of this study are summarized hereunder.

- As a general rule, lightning activity can be expected in cells where the radar TOP–12 product (height of the echo-tops >12 dBZ) is above the  $-10^{\circ}\text{C}$  height. Besides, the TOP–35 reaching the  $-40^{\circ}\text{C}$  is indicative of deep convection and large lightning intensities will follow. This rule of thumb applies throughout the year and may be useful to identify thundery conditions that can pose a threat to wind turbines outside the main thunderstorm season
- Lightning threats to wind turbines in the area of study do not occur during the main thunderstorm season, but during transitional periods (spring and autumn). Lightning activity in the area of study concentrates between June and October (85% of the year-round CGs) and especially during August and September (57% of CGs). However, all the analysed episodes with lightning from/to wind turbines occurred between November and April, months that account only for nine percent of the year-round lightning activity.
- Thunderstorms with downward lightning to wind turbines present a regular charge layer structure (tripole), but with particular features. The dominant charge layer is the lower positive one, which is, in turn, closer to the ground due to the environmental temperature. Besides, the reported downward CGs striking WT were mainly of negative polarity and with peak currents above the average.
- Conditions for self-initiated upward lightning from wind turbines were different, with a considerable stratiform region with a low cloud base, bearing a two layer charge structure with positive over negative charge. Such characteristics are similar to those reported for upward lightning in winter thunderstorms in Japan and the US
- Although the thunderstorms involved in lightning incidence on wind turbines had no particular precipitation structure, downwards to wind turbines are related to convective cores embedded in a dominant stratiform region. This stratiform field may grow large enough to allow the necessary charge moment change to trigger upwards from the wind turbines.

- The particular conditions that lead to lightning strokes to wind turbines shall be taken into account in the lightning protection standards, which currently seem to be underestimating the actual number of strokes to wind turbines.

## 6. ACKNOWLEDGEMENTS

The authors are grateful to the Meteorological Service of Catalonia for providing radar, lightning and radiosonde data. We thank Patricia Altube and the two anonymous reviewers for their comments, that led to further refinement of this study. This work was supported by research grants from the Spanish Ministry of Economy and Competitiveness (MINECO) and the European Regional Development Fund (FEDER): (MINECO) AYA2011-29936-C05-04; (MINECO/FEDER) ESP2013- 48032-C5-3-R and (MINECO/FEDER) ESP2015-69909-C5-5-R; as well as by Fulgura S.L., the Meteorological Service of Catalonia and the Autonomous Government of Catalonia, under the framework of the Industrial Doctorate Programme.

## 7. REFERENCES

- Abellán, E., Aran, M., Codina, B., Cunillera, J., 2011. Complex quality control of Barcelona radiosounding database. 6<sup>th</sup> European Conference on Severe Storms (ECSS) 2011, Palma de Mallorca, Spain.
- Akita, M., Yoshida, S., Nakamura, Y., Morimoto, T., Ushio, T., Kawasaki, Z., Wang, D., 2011. Effects of charge distribution in thunderstorms on lightning propagation paths in Darwin, Australia. *J. Atmos. Sci.*, 68, 719–726, doi.org/10.1175/2010JAS3597.1
- Altaratz, O., Levin, Z., Yair, Y., 1999. Electrical and radar observation of thunderstorms in the eastern Mediterranean. Preprints, 11<sup>th</sup> Int. Conf. on Atmospheric Electricity, Guntersville, AL, ICAE, 468–471.
- Altaratz, O., Levin, Z., Yair, Y., 2001. Winter Thunderstorms in Israel: A Study with Lightning Location Systems and Weather Radar. *Mon. Weather Rev.*, 129, 1259–1266.
- Argemí, O., Altube, P., Rigo, T., Ortiga, X., Pineda, N., Bech, J., 2014. Towards the improvement of monitoring and data quality assessment in the weather radar network of the Meteorological Service of Catalonia, 8<sup>th</sup> European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology (ERAD), Garmisch-Partenkirchen, Germany, Sept. 2014
- Bech, J., Vilaclara, E., Pineda, N., Rigo, T., López, J., O'Hora, F., Lorente, J., Sempere, D., Fàbregas, F.X., 2004. The weather radar network of the Catalan Meteorological Service: description and applications. Proceedings of the 3<sup>rd</sup> European Conference on Radar (ERAD 2004), Copernicus GmbH.
- Berger, K., 1967. Novel observations on lightning discharges: Results of research on Mount San Salvatore, *J. Franklin Inst.*, 283, 478–525, doi:10.1016/0016-0032(67)90598-4.
- Betz, H.D., Schmidt, K., Oettinger, P., Wirz, M., 2004. Lightning detection with 3-D discrimination of intracloud and cloud-to-ground discharges. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L11108, doi:10.1029/2004GL019821.
- Betz, H.D., Schmidt, K., Laroche, P., Blanchet, P., Oettinger, W.P., Defer, E., Dziewit, Z., Konarski, J., 2009a. Linet—An international lightning detection network in Europe. *Atmos. Res.*, 91: 564 –573. doi:https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2008.06.012
- Betz, H.D., Schmidt, K., Oettinger, W.P. 2009b. LINET: An international VLF/LF lightning detection network in Europe. Springer, 2009b. In: Betz, H.-D., Schumann, U., Laroche, P. (Eds.), *Lightning: Principles, Instruments and Applications*. Springer, Netherlands, pp. 115–140.

- Braam, H., Rademakers, L.W.M.M., Wessels, H.R.A., Prins, R.K.N.J., Lok, R., Leunis, L., Ramakers, S.G.M., 2002. Lightning damage of OWECS Part 3: Case studies, published by ECN (www.ecn.nl), Netherlands
- Buechler, D.E., Goodman, S.J., 1990. Echo Size and Asymmetry: Impact on NEXRAD Storm Identification. *J. Appl. Meteor.*, 29, 962–969
- Candela, A., Madsen, S.F., Nissim, M., Myers, J.D., Holboell, J., 2016. Lightning Damage to Wind Turbine Blades From Wind Farms in the U.S. *IEEE Trans. Power Del.*, 31(3): 1043
- Carey, L.D., Petersen, W.A.; Rutledge, S.A., 2003. Evolution of cloud-to-ground lightning and storm structure in the Spencer, South Dakota, Tornadoic Supercell of 30 May 1998. *Mon. Weather Rev.* 131, 1811–1831.
- Chan, M.-K., Chen, M., Du, Y.-P., 2018. A macroscopic physical model for self-initiated upward leaders from tall grounded objects and its application. *Atmos. Res.*, 200, 13–24.
- Cummins, K.L., Murphy, M.J., 2009. An overview of lightning locating systems: history, techniques, and data uses, with an in-depth look at the U.S. NLDN. *IEEE Trans. Electromagn. Compat.* 51 (3), 499–518.
- Clarence, N.D., Malan, D.J., 1957. Preliminary discharge processes in lightning flashes to ground, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 83, 161–172.
- Cooray, V., Rakov, V., Theethayi, N., 2007. The lightning striking distance—Revisited. *J. Electrostat.* 65(5–6), 296–306. doi.org/10.1016/j.electstat.2006.09.008
- Diendorfer, G., Pichler, H., Mair, M., 2009. Some parameters of negative upward-initiated lightning to the Gaisberg Tower (2000–2007). *IEEE Trans. Electromagn. Compat.* 51, 443–452.
- Diendorfer, G., Pichler, H., Schulz, W., 2014. EUCLID Located Strokes to the Gaisberg Tower – Accuracy of Location and its assigned Confidence Ellipse. In: *Int. Lightning Detection Conf. and Int. Lightning Meteorology Conf. (ILDC/ILMC)*, Tucson, 2014.
- Diendorfer, G. 2017. Review of seasonal variations in occurrence and some current parameters of lightning measured at the Gaisberg Tower. 4<sup>th</sup> Int. Symposium on Winter Lightning (ISWL 2017), Joetsu, Japan.
- Duda, J.D., Gallus, W.A., 2010. Spring and Summer Midwestern Severe Weather Reports in Supercells Compared to Other Morphologies. *Wea. Forecasting*, 25, 190–206.
- Dye, J.E., Jones, J.J., Winn, W.P., Cerni, T.A., Gardiner, B., Lamb, D., Pitter, R.L., Hallett, J., Saunders, C.P.R., 1986. Early electrification and precipitation development in a small, isolated Montana cumulonimbus. *J. Geophys. Res.* 91, 1231–1247.
- Eriksson, A. J., 1978. Lightning and tall structures, *Trans. S. Afr. Inst. Electr. Eng.*, vol. 69, pp. 238–252.
- Foley, A.M., Leahy, P.G., Marvuglia, A., McKeogh, E.J., 2012. Current Methods and Advances in Forecasting of Wind Power Generation. *Renewable Energy*, 37, 1–8.
- Galanaki, E., Lagouvardos, K., Kotroni, V., Flaounas, E., Argiriou, A., 2018. Thunderstorm climatology in the Mediterranean using cloud-to-ground lightning observations, *Atmos. Res.*, 207: 136–144
- Golde, R. H., 1945. The frequency of occurrence and the distribution of lightning flashes to transmission lines. *Electrical Engineering*, 64(12): 902–910. doi.org/10.1109/EE.1945.6441405
- Gremillion, M., Orville, R., 1999. Thunderstorm Characteristics of Cloud-to-Ground Lightning at the Kennedy Space Center, Florida: A Study of Lightning Initiation Signatures as Indicated by the WSR-88D. *Amer. Meteor. Soc.*, 14, 640–649.
- Hondl, K., Eilts, M., 1994. Doppler radar signatures of developing thunderstorms and their potential to indicate the onset of cloud-to-ground lightning. *Mon. Weather Rev.*, 122, 1818–1836.

- Honjo, N., 2015. Risk and its reduction measure for wind turbine against the winter lightning, in Proc. Asia-Pacific Intl. Conf. on Lightning, 2015, pp. 665-670.
- IEC 61400-24, Wind Turbines – Part 24: Lightning Protection, 2010.
- Jacobson, E.A., Krider, E.P., 1976. Electrostatic field Changes produced by Florida lightning, *J. Atmos. Sci.*, 33, 103-117
- Kotroni, V., Lagouvardos, K., 2016. Lightning in the Mediterranean and its relation with sea-surface temperature. *Environ. Res. Lett.* 11, 034006. <http://dx.doi.org/10.1002/asl.685>.
- Krehbiel, P. R., 1986: The electrical structure of thunderstorms. In: *The Earth's Electrical Environment*, National Academies Press, 90–113.
- Krehbiel, P.R., Brook, M., Khanna-Gupta, S., Lennon, C. L., Lhermitte, R., 1984. Some results concerning VHF lightning radiation from the real-time LDAR system at KSC, Florida. *Proc. 7<sup>th</sup> Int. Conf. on Atmospheric Electricity*, Boston, MA, Amer. Meteor. Soc., 388–393
- Lang, T.J. Rutledge, S.A., 2011. A Framework for the Statistical Analysis of Large Radar and Lightning Datasets: Results from STEPS 2000. *Mon. Weather. Rev.*, 139, 2536–2551
- Lang, T.J., Lyons, W.A., Rutledge, S.A., Meyer, J.D., MacGorman, D.R., Cummer, S.A., 2010. Transient luminous events above two mesoscale convective systems: Storm structure and evolution, *J. Geophys. Res.*, 115, A00E22, doi:10.1029/2009JA014500.
- Lang, T.J., Li, J., Lyons, W.A., Cummer, S.A., Rutledge, S.A., MacGorman, D. R., 2011. Transient luminous events above two mesoscale convective systems: Charge moment change analysis, *J. Geophys. Res.*, 116, A10306, doi:10.1029/2011JA016758.
- Larsen, H.R., Stansbury, E.J., 1974. Association of lightning flashes with precipitation cores extending to height 7 km. *J. Atmos. Terr. Phys.* 36, 1547–1553.
- Levin, Z., Yair, Y., Ziv, B., 1996: Positive cloud-to-ground flashes and wind shear in Tel-Aviv thunderstorms. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 2231–2234.
- Love, E.R., 1973. Improvements on lightning stroke modeling and applications to the design of EHV and UHV transmission lines, University of Colorado.
- Lund, N., and Coauthors, 2007. Relationship between lightning location and polarimetric radar signatures in an MCS. *Proc. 13th Int. Conf. on Atmospheric Electricity*, Beijing, China, ICAE, 557–560.
- Lu, G., et al., 2013. Coordinated observations of sprites and in-cloud lightning flash structure, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 6607–6632, doi:10.1002/jgrd.50459
- Lyons, W.A., 1996. Sprite observations above the U.S. High Plains in relation to their parent thunderstorm systems, *J. Geophys. Res.*, 101, 29,641–29,652, doi:10.1029/96JD01866.
- Lyons, W.A., Williams, E. R., Cummer, S. A., Stanley, M. A., 2003. Characteristics of sprite-producing positive cloud-to-ground lightning during the 19 July 2000 STEPS mesoscale convective systems, *Mon. Weather Rev.*, 131, 2417–2427.
- Lyons, W.A., Cummer, S.A., Rutledge, S.A., Lang, T.J., Meyer, T., Warner, T.A., Samaras, T.A., 2011. TLEs and their parent lightning discharges, paper presented at 14<sup>th</sup> International Conference on Atmospheric Electricity (ICAE), Rio De Janeiro, Brazil, 7–12 Aug.
- Lyons, W.A., et al., 2014. Meteorological Aspects of Two Modes of Lightning-Triggered Upward Lightning (LTUL) Events in Sprite-Producing MCS, 23rd Int. Lightning Detection Conf., 18-19 March 2014, Tucson, Arizona.



- MacGorman, D.R., Rust, W.D., 1998. *The Electrical Nature of Storms*, 422 pp., Oxford Univ. Press, Oxford.
- Manhardt, M., Heidler, F., Stimpfer, K., 2012. The electric field of negative upward lightning strikes at the Peissenberg tower, Germany. *Int. Conf. on Lightning Protection (ICLP)*, 2012, IEEE, pp.1–9. doi:10.1109/ICLP.2012.6344205.
- March, V., 2017. Key issues to define a method of lightning risk assessment for wind farms, *Electr. Power Syst. Res.*, doi:10.1016/j.epsr.2017.08.020
- Marshall, T.C., Stolzenburg, M., 2002. Electrical energy constraints on lightning. *J. Geophys. Res.* 107 (D7). doi:10.1029/2000JD000024.
- Matsudo, Y., Suzuki, T., Hayakawa, M., Yamashita, K., Ando, Y., Michimoto, K., Korepanov, V., 2007. Characteristics of Japanese winter sprites and their parents' lightning as estimated by VHF lightning and ELF transients, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 59, 1431–1446
- Mazur, V., 2002. Physical processes during development of lightning flashes, *C. R. Phys.*, 3, 1393–1409.
- Mazur, V., Shao, X., Krehbiel, P.R., 1998. “Spider” lightning in intra-cloud and positive cloud-to-ground flashes, *J. Geophys. Res.*, 103, 19,811–19,822, doi: 10.1029/98JD02003.
- McEachron, K. B., 1939. Lightning to the Empire State Building, *J. Franklin Inst.*, 227, 149–217, doi:10.1016/S0016-0032(39)90397-2.
- Michimoto, K., 1991: A study of radar echoes and their relation to lightning discharge of thunderclouds in the Hokuriku district, Part 1: Observation and analysis of thunderclouds in summer and winter. *J. Meteor. Soc. Japan*, 69, 327–335.
- Michimoto, K., 1993. A study of radar echoes and their relation to lightning discharge of thunderclouds in the Hokuriku district, Part 2: Observation and analysis of “single flash” thunderclouds in midwinter. *J. Meteor. Soc. Japan*, 71, 195–203.
- Minowa, M., Minami, M., Yoda, M., 2006. Research into Lightning Damages and Protection Systems for Wind Power Plants in Japan. *Proceedings of the 28<sup>th</sup> International Conference on Lightning Protection*, Kanazawa, 2006; 1539–1544.
- Montanyà, J., Pineda, N., March, V., Illa, A., Romero, D., Solà, G., 2006. Experimental evaluation of the Catalan Lightning Detection Network. *19<sup>th</sup> Int. Lightning Detection Conf.*, Tucson, Arizona.
- Montanyà, J., Soula, S., Diendorfer, G., Solà, G., Romero, D., 2007. Analysis of altitude of isotherms and the electrical charge for flashes that struck the Gaisberg Tower. *13<sup>th</sup> International Conference on Atmospheric Electricity (ICAE)*, August 13-17 2007, Beijing, China.
- Montanyà, J., van der Velde, O.A., March, V., Romero, D., Solà, G., Pineda, N., 2012. High-speed video of lightning and x-ray pulses during the 2009–2010 observation campaigns in north-eastern Spain. *Atmos. Res.* 117, 91–98.
- Montanyà, J., 2014. Annual Report on the Performance of the Lightning Location System Operated by the Meteorological Service of Catalonia, Internal Technical Report, not Published.
- Montanyà, J., van der Velde, O., Williams, E. R., 2014. Lightning discharges produced by wind turbines. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119, 1455–1462, doi:10.1002/ 2013JD020225.
- Montanyà, J., Fabró, F., van der Velde, O., March, V., Williams, E.R., Pineda, N., Romero, D., Solà, G., Freijo, M., 2016a. Global distribution of winter lightning: a threat to wind turbines and aircraft. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 16, 1465-1472

- Montanyà, J., van der Velde, O., Domingo-Dalmau, A., Pineda, N., Argemí, O., Salvador, A., 2016b. Lightning mapping observations of downward lightning flashes to wind turbines. 33<sup>rd</sup> Int. Conf. Lightning Protection, Estoril, Portugal, 25-30 September 2016.
- Murphy, M.J., Krider, E.P., Maier, M.W., 1996. Lightning charge analyses in small Convection and Precipitation Electrification (CaPE) experiment storms, *J. Geophys. Res.*, 101(D23), 29615–29626, doi:10.1029/96JD01538.
- Nag, A., Rakov V.A., 2009. Some inferences on the role of lower positive charge region in facilitating different types of lightning, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L05815, doi:10.1029/2008GL036783.
- Nag, A., Murphy, M. J., Schulz, W., Cummins, K.L., 2015. Lightning locating systems: Insights on characteristics and validation techniques, *Earth and Space Science*, 2, 65–93, doi:10.1002/ 2014EA000051.
- Neubert, T., Kuvvetli, I., Budtz-Jørgensen, C., Østgaard, N., Reglero, V. Arnold, N., 2006. The atmosphere-space interactions monitor (ASIM) for the international space station. ILWS Workshop 2006, GOA, February 19-24, 2006
- Parker, M.D., Johnson, R.H., 2000. Organizational modes of mid-latitude mesoscale convective systems. *Mon. Weather Rev.*, 128, 3413–3436
- Pawar, S.D., Kamra, A.K., 2004. Evolution of lightning and the possible initiation/triggering of lightning discharges by the lower positive charge center in an isolated thundercloud in the tropics, *J. Geophys. Res.*, 109, D02205, doi:10.1029/2003JD003735.
- Pierce, E.T., 1971. Triggered Lightning and Some Unsuspected Lightning Hazards. Stanford Research Institute, Menlo Park, CA, 1971, pp. 20.
- Pineda, N., Montanyà, J., 2009. Lightning detection in Spain: the particular case of Catalonia. In: Betz, H.-D., Schumann, U., Laroche, P. (Eds.), *Lightning: Principles, Instruments and Applications*. Springer, Netherlands, pp. 161–185.
- Pineda, N., Soler, X., Vilaclara, E., 2011. Approximation to the Lightning Climatology in Catalonia. Technical Note n° 73. Meteorological Service of Catalonia: 71 p. Generalitat de Catalunya B-7024-2011 (in Catalan)
- Poelman, D.R., Schulz, W., Diendorfer, G., Bernardi, M., 2016. The European lightning location system EUCLID – Part 2: Observations. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 16, 607–616, 2016. doi:10.5194/nhess-16-607-2016
- Qie, X., Zhang, T., Chen, C., Zhang, G., Zhang, T., Wei, W., 2005. The lower positive charge center and its effect on lightning discharges on the Tibetan Plateau, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L05814, doi:10.1029/2004GL022162
- Rachidi, F., Rubinstein, M., Montanyà, J., Bermudez, J.L., Rodriguez, R., Solà, G., Korovkin, N., 2008. A review of current issues in lightning protection of new generation wind turbine blades, *IEEE Trans. Ind. Electron.*, vol. 55, no. 6, pp. 2489–2496, doi:10.1109/TIE.2007.896443.
- Radicevic, R.M., Savic, M.S., Madsen S.F., Badea I., 2012. Impact of wind turbine blade rotation on the lightning strike incidence—A theoretical and experimental study using a reduced-size model, *Energy*, 45, 644–654.
- Reynolds, S.E., Brook, M., 1956. Correlation of the initial electric field and the radar echo in thunderstorms. *J. Meteor.*, 13, 376–380.
- Rizk, F.A.M. 1990. Modeling of transmission line exposure to direct lightning strokes, *IEEE Trans. Power Del.* 5 (4): 1983–1997
- Rizk, F.A.M., 1994. Modelling of lightning incidence to tall structures, part I & II. *IEEE Trans. Power Del.* 9 (1): 162–193
- Rison, W., Thomas, R.J., Krehbiel, P.R., Hamlin, T., Harlin J., 1999. A GPS-based three-dimensional lightning mapping system: Initial observations in central New Mexico, *J. Geophys. Res.*, 26, 3573–3576.

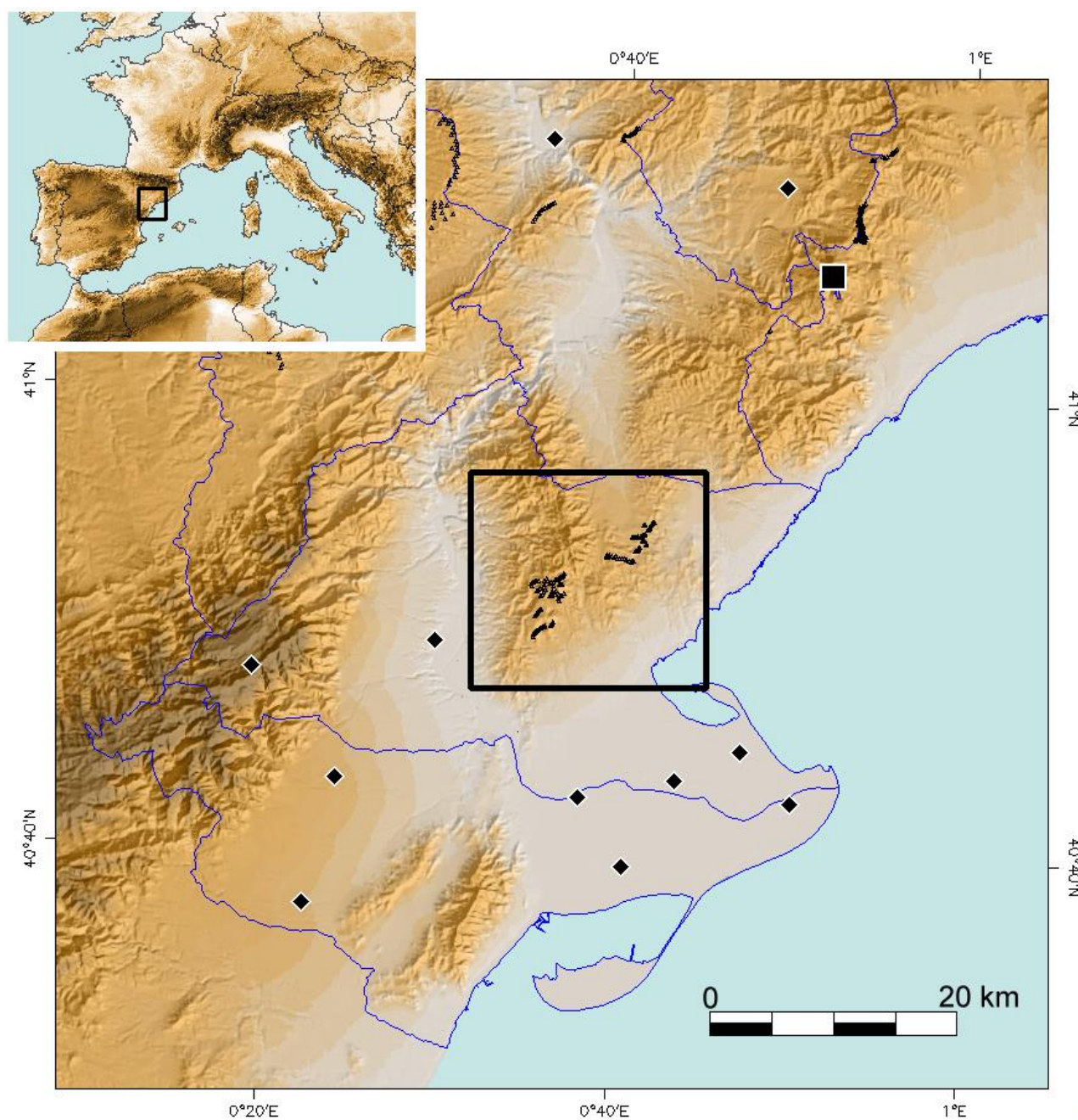
- Rivas Soriano, L. de Pablo F., Tomas, C., 2005. Ten-year study of cloud-to-ground lightning activity in the Iberian Peninsula. *J. Atmos. Terr. Phys.* 67: 1632–1639
- Rakov, V.A., Uman, M.A., 2003. *Lightning: Physics and Effects*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Romero, C., Rachidi, F., Paolone, M., Rubinstein, M., 2013. Statistical Distributions of Lightning Currents Associated With Upward Negative Flashes Based on the Data Collected at the S antis (EMC) Tower in 2010 and 2011. *IEEE Trans. Power Del.*, 28( 3)
- Saunders, C.P.R., Bax-Norman, H., Emersic, C., Avila, E.E., Castellano, N.E., 2006. Laboratory studies of the effect of cloud conditions on graupel/ crystal charge transfer in thunderstorm electrification. *Q. J. Roy. Met. Soc.* 132, 2653–2673.
- Schultz, C.J., Bruning, E.C., Carey, L.D., Petersen, W.A., Heckman, S., 2011. Total lightning within electrified snowfall using LMA, NLDN, and WTLN measurements. *Eos. Trans. AGU, Fall Meet. Suppl.*
- Shao, X., Krehbiel, P., 1996. The spatial and temporal development of intracloud lightning, *J. Geophys. Res.*, 101, 26,641–26,668, doi:10.1029/ 96JD01803
- Shindo, T., Sekioka, S., Ishi, M., Shiraishi, H., Natsuno, D., 2012. Studies of lightning protection design for wind power generation systems in Japan, *CIGRE 2012*, C4 306.
- Smorgonskiy, A., Tajalli, A., Rachidi, F., Rubinstein, M., Diendorfer, G., Pichler, H., 2015. An analysis of the initiation of upward flashes from tall towers with particular reference to Gaisberg and S antis Towers, *J. Atmos. Terr. Phys.* 136(A): 46-51
- Stackpole, J.D., 1967. Numerical analysis of atmospheric soundings. *J. Appl. Meteor.*, 6, 464–467.
- Suzuki, T., Hayakawa, M., Matsudo, Y., Michimoto, K. 2006, How do winter thundercloud systems generate sprite-inducing lightning in the Hokuriku area of Japan?, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L10806, doi:10.1029/2005GL025433.
- Takahashi, T., 1978: Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1536-1548.
- Takahashi, Y., Miyasato, R., Adachi, T., Adachi, K., Sera, M., Uchida, U., Fukunishi, H., 2003. Activities of sprites and elves in the winter season, Japan, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 65: 551–560.
- Thomas, R., Krehbiel, P.R., Rison, W., Hunyady, S.J., Winn, W.P., Hamlin, T., Harlin, J., 2004. Accuracy of the lightning mapping array. *J. Geophys. Res.* 109, D14207. doi:10.1029/2004JD004549
- Tomine, K., Michimoto, K., Abe, S., 1986. Studies on thunderstorm in winter in the area surrounding Komatsu by radar (in Japanese). *Tenki*, 33, 445–452.
- Tran, M.D., Rakov, V.A., 2015. When does the lightning attachment process actually begin? *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120, 6922–6936. doi.org/10.1002/2015JD023155
- van der Velde, O.A., Montanyà, J., Romero, D., Pineda, N., Rico, R., Fabr , F., Sol , G., March, V., Soula, S., 2011. Results of the 2010-2011 lightning measurement campaigns in Spain, 6<sup>th</sup> European Conf. on Severe Storms, Palma de Mallorca, Spain, 3-7 October 2011
- van der Velde, O.A., Montanyà, J., 2013. Asymmetries in bidirectional leader development of lightning flashes, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, doi:10.1002/2013JD020257.
- van der Velde, O.A., J. Montanyà, S. Soula, N. Pineda, and J. Mlynarczyk, 2014. Bidirectional leader development in sprite-producing positive cloud-to-ground flashes: Origins and characteristics of positive and negative leaders, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119, 12,755–12,779, doi:10.1002/ 2013JD021291.

- Vincent, B.R., Carey L.D., Schneider, D., Keeter, K., Gonski, R., 2003. Using WSR-88D reflectivity data for the prediction of cloud-to-ground lightning: A North Carolina study. *Nat. Wea. Digest*, 27, 35-44.
- Visacro, S., Guimaraes, M., Murta Vale, M.H., 2017. Striking distance determined from high-speed videos and measured currents in negative cloud-to-ground lightning. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 122, 13,356–13,369. doi.org/10.1002/2017JD027354
- Wallace, J.M., Hobbs, P.V., 1973. *Atmospheric Science, An Introductory Survey*, International Geophysics, vol. 92, 2nd ed., 504 pp., Academic Press, New York.
- Wang, D., Takagi, N., Watanabe, T., Sakurano, H., Hashimoto M., 2008. Observed characteristics of upward leaders that are initiated from a windmill and its lightning protection tower. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L02803, doi:10.1029/2007GL032136
- Wang, D., Takagi, N., 2012. Characteristics of winter lightning that occurred on a windmill and its lightning protection tower in Japan, *IEEE Trans. Power Energy*, 132(6), 568–572, doi:10.1541/ieejpes.132.568.
- Wang, D., Takagi, N., Gameraota, W.R., Uman, M.A., Hill, J.D., Jordan, D.M., 2013. Initiation processes of return strokes in rocket-triggered lightning. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118, 9880–9888. doi.org/10.1002/jgrd.50766
- Wang, D., Wu, T., Takagi, N., 2017. Charge structure of winter thunderstorm in Japan: a review and an update, 4th International Symposium on Winter Lightning, Japan, April 2017.
- Wang, C., Zheng, D., Zhang, Y., Liu, L., 2017. Relationship between lightning activity and vertical airflow characteristics in thunderstorms, *Atmos. Res.*, 191, 2017, 12-19
- Warner, T.A., Cummer, S.A., Lyons, W.A., Lang, T.J., Orville, R.E., 2011. Coordinated video and RF measurements of positive CGs inducing both sprites and upward tower discharges, paper presented at 5th Conference on Meteorological Applications of Lightning Data, Am. Meteor. Soc., Seattle, Wash.
- Warner, T.A., Cummins, K.L., Orville, R.E., 2012a. Upward lightning observations from towers in Rapid City, South Dakota and comparison with National Lightning Detection Network data, 2004–2010, *J. Geophys. Res.*, 117, D19109, doi:10.1029/2012JD018346.
- Warner, T.A., Helsdon Jr., J.H., Bunkers, M.J., Saba, M.F., Orville, R.E., 2012b. UPLIGHTS: Upward lightning triggering study. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 94, 631 –635, doi:10.1175/BAMS-D-11-00252.1.
- Williams, E.R., 1989. The tripole structure of thunderstorms. *J. Geophys. Res.* 94 (D11): 13,151–13,167.
- Williams, E.R., 2001. The electrification of severe storms. *Severe convective storms, meteor. Monogr.*, no. 50. Am. Meteorol. Soc. 527–561.
- Williams, E.R., Zhang, R., Rydock, J., 1991. Mixed-Phase Microphysics and Cloud Electrification. *J. Atmos. Sci.*, 48, 2195–2203
- Williams, E.R., 2018. Lightning Activity in Winter Storms: A Meteorological and Cloud Microphysical Perspective. *IEEE Transactions on Power and Energy* 138 (5): 364-373 doi:10.1541/ieejpes.138.364
- Workman, E.J., Reynolds, S.E., 1949: Electrical activity as related to thunderstorm cell growth. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 30, 142-149.
- Yair, Y., Levin, Z., Altaratz, O., 1998. Lightning phenomenology in the Tel Aviv area from 1989 to 1996. *J. Geophys. Res.*, 103, 9015–9025.
- Yasuda, Y., Yokoyama, S., Minowa, M., Satoh, T., 2012. Classification of Lightning Damage to Wind Turbine Blades *IEEE Transactions on Electrical and Electronic Engineering*: 559–566, doi:10.1002/tee.21773

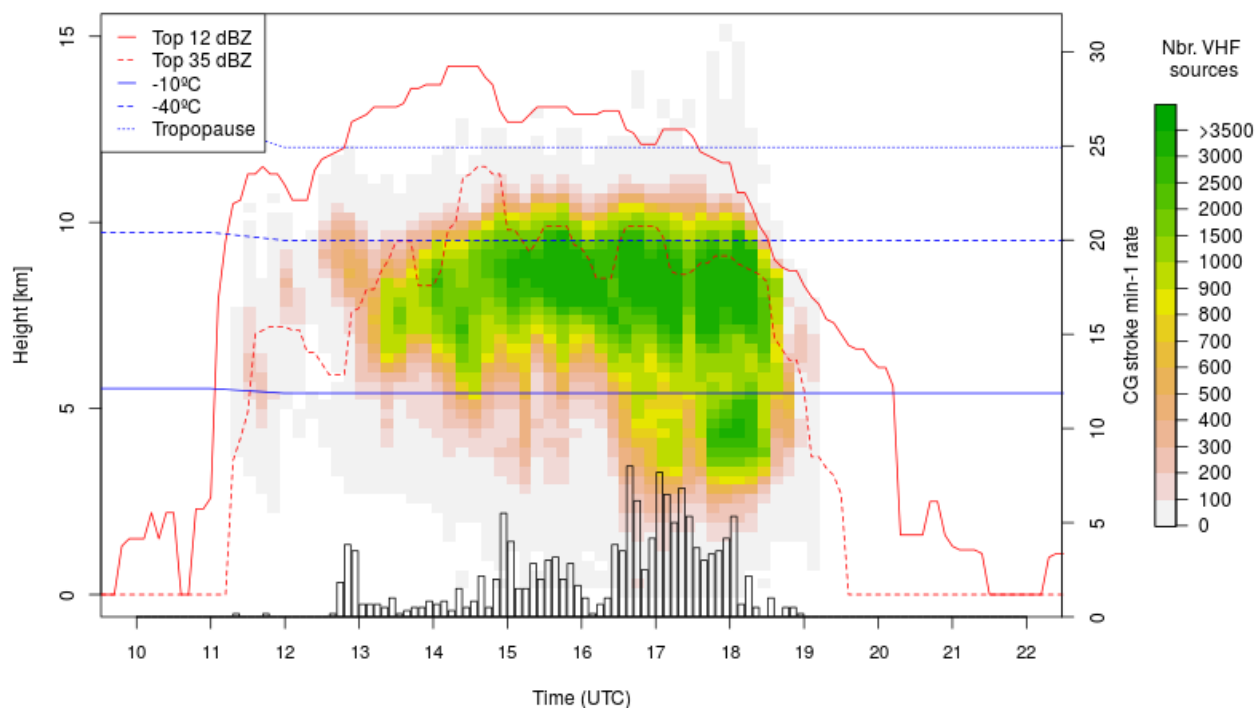
- Yeung, L.H.Y., Lai, E.S.T., Chiu, S.K.S., 2007. Lightning Initiation and Intensity Nowcasting Based on Isothermal Radar Reflectivity - A Conceptual Model. In: 33<sup>rd</sup> Int. Conf. on Radar Meteorology, Cairns, Australia, 6-10 August 2007
- Yokoyama, S., 2013. Lightning protection of wind turbine blades. *Electric Power Systems Research* 94 (2013) 3– 9
- Yuan, S., Jiang, R., Qie, X., Wang, D., Sun, Z., Liu, M., 2017. Characteristics of upward lightning on the Beijing 325 m meteorology tower and corresponding thunderstorm conditions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122. <https://doi.org/10.1002/2017JD027198>
- Zhou, H., Theethayi, N., Diendorfer, G., Thottappillil, R., Rakov, V.A. , 2010. On estimation of the effective height of towers on mountaintops in lightning incidence studies, *Journal of Electrostatics* 68: 415-418
- Zhou, H., Diendorfer, G., Thottappillil, R., Pichler, H., Mair, M., 2012a. Measured current and close electric field changes associated with the initiation of upward lightning from a tall tower, *J. Geophys. Res.*, 117, D08102, doi:10.1029/2011JD017269.
- Zhou, H., Diendorfer, G., Thottappillil, R., Pichler, H., Mair, M., 2012b. Characteristics of upward positive lightning flashes initiated from the Gaisberg Tower, *J. Geophys. Res.*, 117, D06110, doi:10.1029/2011JD016903.

**Table 1.** Summary of case studies. Information on each episode includes: Instability indices (Convective Available Potential Energy, CAPE; Lifting Condensation Level, LCL) and isotherm heights ( $-10^{\circ}\text{C}$ ,  $-40^{\circ}\text{C}$  and tropopause) derived from radio-sounding. Storm system morphology and area (continuous area above 12 dBZ) are derived from radar imagery. Lightning flash rates (CG) are derived from the SMC-LLS. Finally, the time and type of lightning strokes to wind turbines mapped with the LMA are listed (with maximum peak current per CG flash)

	TYPICAL SUMMER CASES			LIGHTNING TO WT			
Episode	02/08/2014	01/07/2014	20/11/2011	03/04/2012	17/11/2012	16/11/2013	18/01/2014
Radiosounding time (UTC)	12:00	12:00	0:00	12:00	0:00	0:00	0:00
Instability indices							
CAPE ( $\text{J kg}^{-1}$ )	2,350	1,350	--	390	113	--	--
LCL (m AMSL)	890	890	--	100	340	430	750
Tropopause Height (m AMSL)	11,000	12,000	--	11,000	11,650	8,500	10,250
Isotherm Heights (m AMSL)							
$-10^{\circ}\text{C}$	4,550	5,400	3,000	3,900	4,500	3,100	3,800
$-40^{\circ}\text{C}$	8,700	9,600	7,100	7,900	8,700	7,100	7,600
Radar Morphology	cluster	cluster	parallel	broken line/	parallel	non-linear	leading
	of cells	of cells	stratiform	trailing str.	stratiform	conv.syst.	stratiform
Storm system area ( $\text{km}^2$ ) ( $>12$ dBZ)	2,415	1,905	4,450	5,365	11,485	31,050	10,275
Lightning flash rate (LFR) ( $\text{CG min}^{-1}$ )	4-5	2-3	2-3	1-2	1-2	1-2	3-4
Maximum LFR	15	8	8	8	4.5	3	11.5
LFR during strikes to WT	-	-	7	2	3	1.5	4
Lightning to Wind-Turbines	-	-	DW 04:29 (-12)	DW 18:38 (-18)	DW 16:06 (-23)	SIUL 08:13 (-13)	DW 08:40 (-36)
			DW 04:37 (-98)	DW 18:44 (-28)	DW 16:08 (-77)	SIUL 08:37 (+113)	LTUL 09:00 (-24)
time in UTC			DW 04:39 (-135)	DW 19:33 (-103)	DW 16:24 (-35)	SIUL 08:41 (-39)	DW 09:05 (-19)
Downward (DW)			DW 04:45 (-53)	DW 19:40 (-12)	DW 17:10 (-15)		DW 09:37 (-106)
Lightning-triggered upward (LTUL)			DW 06:55 (-31)		DW 17:34 (-138)		DW 09:39 (-127)
Self-initiated upward (SIUL)			DW 06:57 (-14)		DW 17:59 (+12)		
Maximum Peak current (kA) per CG flash			DW 07:11 (-9)				
			DW 07:15 (-24)				

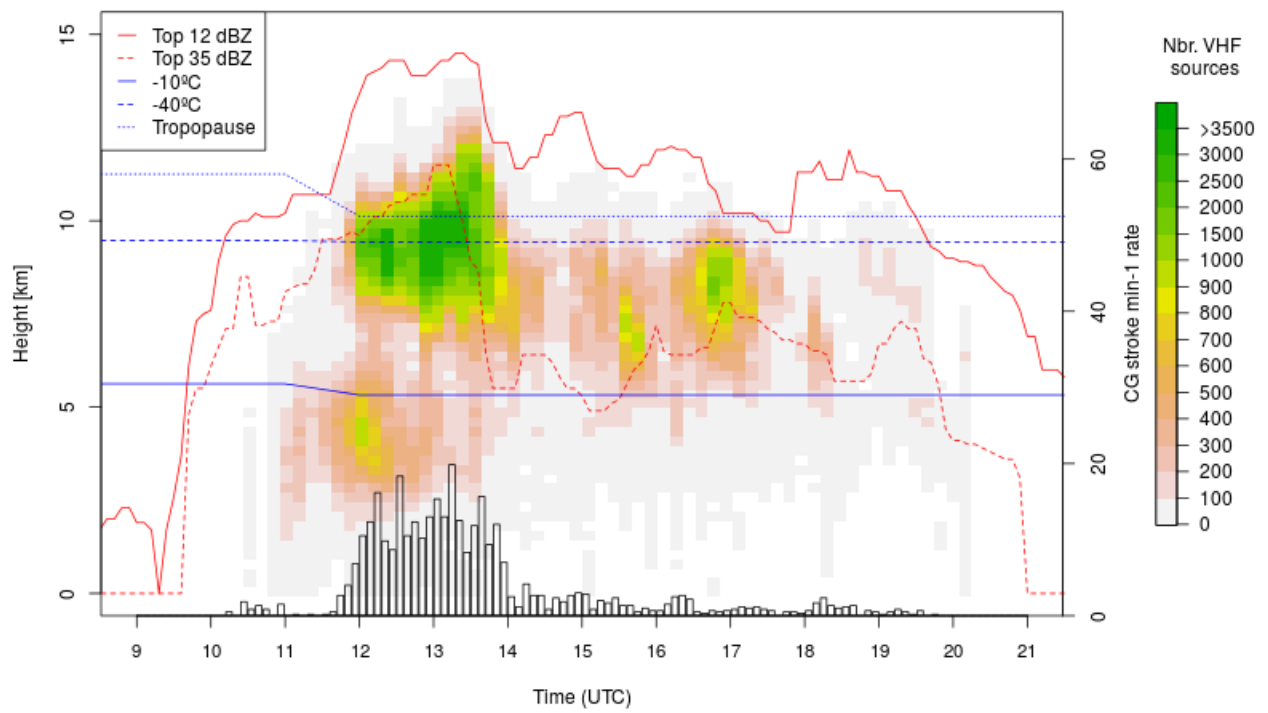


**Fig 1.** Area of study (AoS), nearby the Ebre's river Delta, south Catalonia, in the Mediterranean coast at the NE of the Iberian Peninsula. Black diamonds correspond to locations of the *Ebre Lightning Mapping Array* sensors. The black square corresponds to *La Miranda* weather radar site. The highlighted area encompasses the wind turbines (black triangles) analyzed.

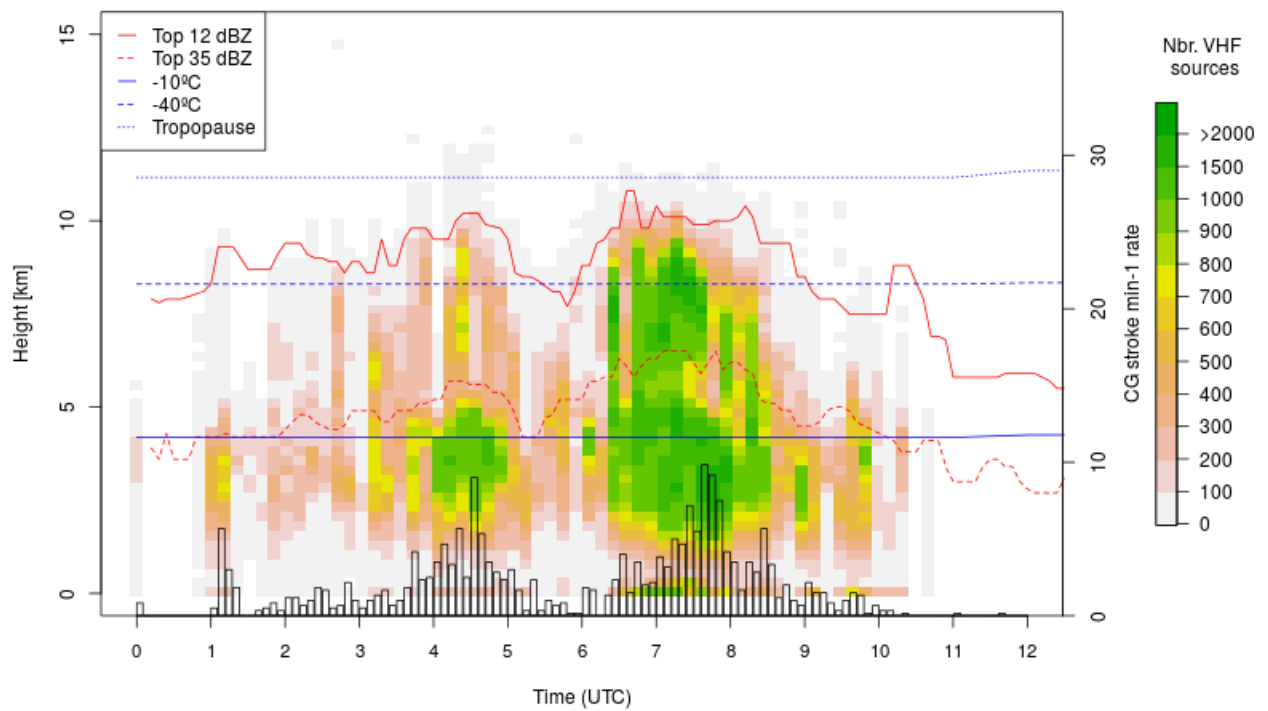


**Fig 2.** Evolution of the vertical structure of the storms occurring in the area of study on the 1<sup>st</sup> July 2014. Time–height LMA source density plot. Colour indicates relative density of sources according to a pink-yellow-green colour scheme. The largest source densities are in green. Red lines correspond to the height of the TOP–12 (dashed) and TOP–35 (solid) products. Bar lines indicate the CG flash rate in a 10–min timestamp. Finally, blue lines correspond to the representative environmental temperature values obtained from the vertical sounding profiles (–10°C, –40°C and tropopause heights in km)

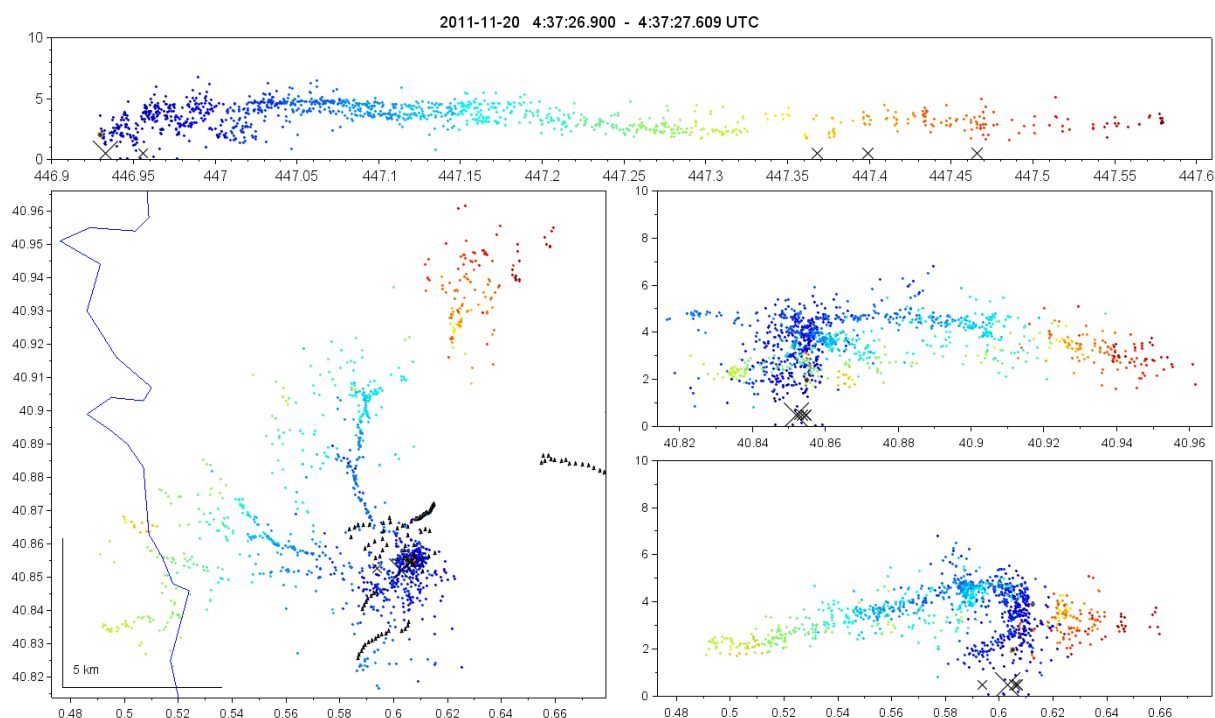




**Fig. 3.** Analogous to Fig. 2, but showing the evolution of the vertical structure of the storms occurring in the area of study on the 2<sup>nd</sup> August 2014.



**Fig. 4** Analogous to Fig. 2, but showing the evolution on the 20<sup>th</sup> November 2011. Downward flashes striking WT occurred in two periods, from 04:30 to 04:45 UTC and from 06:55 to 07:15 UTC.



**Fig. 5** Multi-panel display of a lightning flash detected by the LMA on the 20<sup>th</sup> November 2011 at 04:37:26 UTC. VHF sources are coloured as a function of time. The top panel is altitude AMSL (km) versus time (seconds). The left panel is a plan view map (0.1° latitude equals 11.1 km) with contours of the Ebre river (blue) and WT (black triangles) as background. The panels at the right show altitude (km) as a function of latitude and longitude respectively. LINET strokes are displayed with symbols X for negative and + for positive.

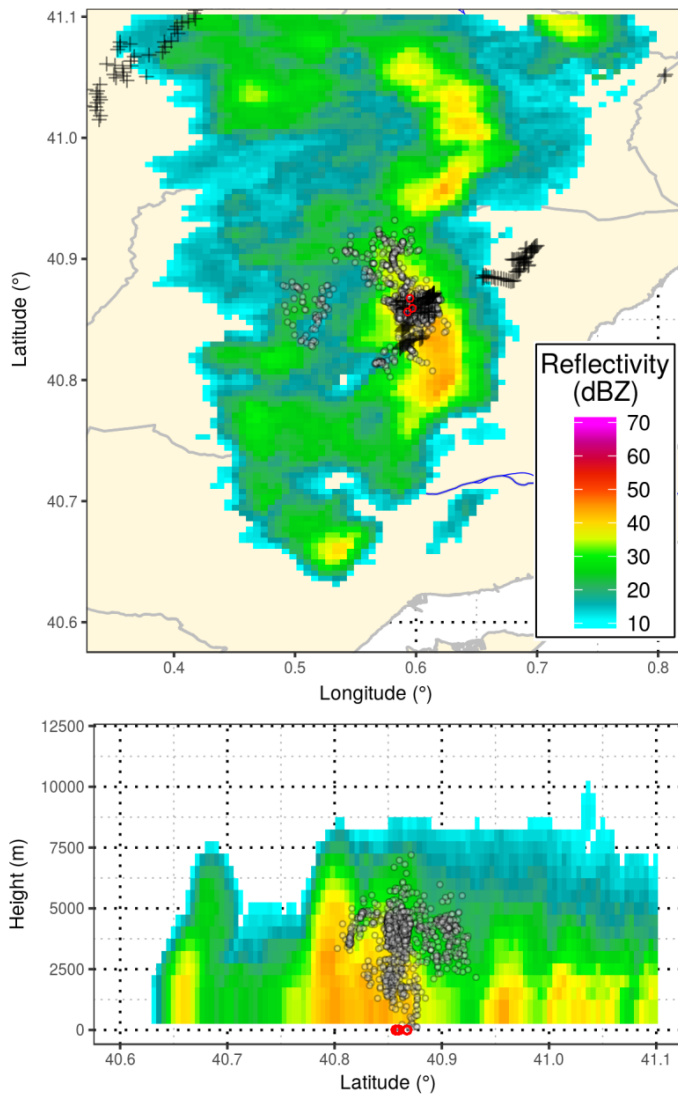
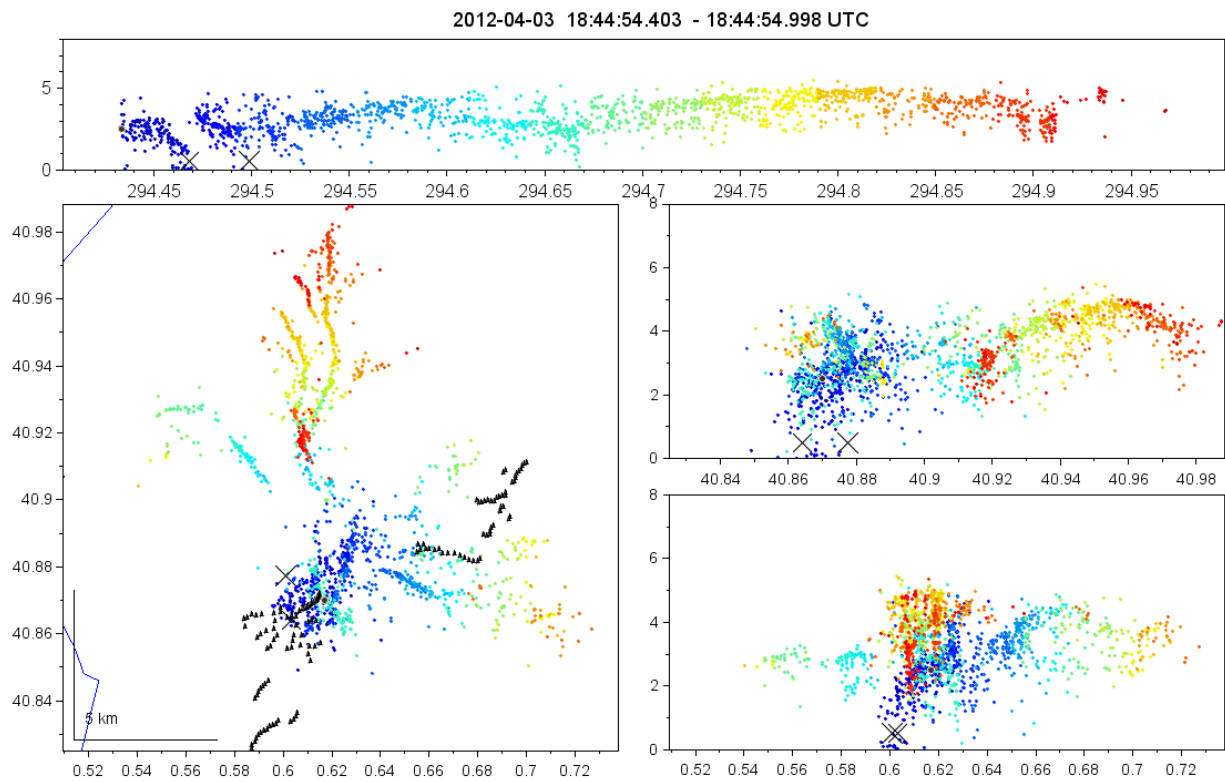
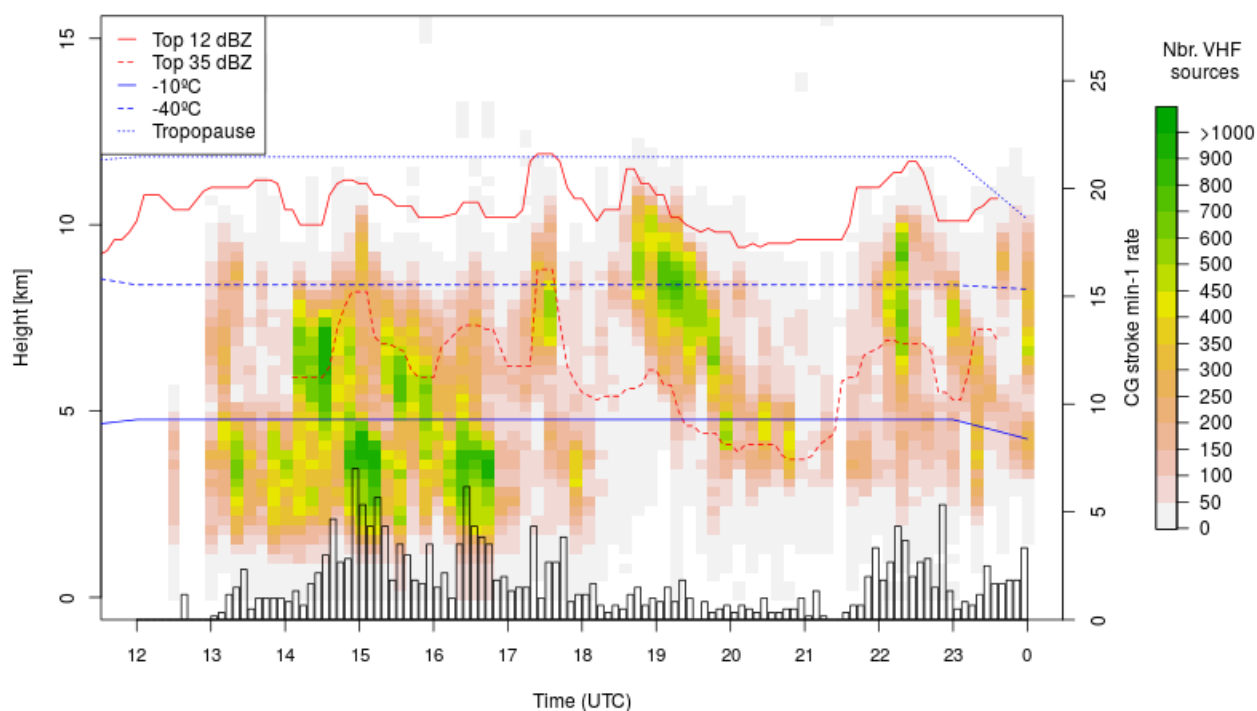


Fig. 6. Radar and LMA lightning data overlay showing the lightning flash to a wind turbine on the 20<sup>th</sup> November 2011 at 04:39:25 UTC. The LMA sources of a single flash (dots) are combined with the 6-min radar reflectivity volume (04:36-04:42 UTC). LINET CG strokes are represented with red dots. The top panel shows a plain view of the maximum reflectivity (dBZ), while the bottom panel shows the altitude (km) of the LMA sources in the South-North projection of the radar volumetric data. Wind turbines are represented with black crosses.



**Fig. 7** Analogous to Fig. 5, but for the downward lightning flash to a wind turbine detected by the LMA on the 3<sup>rd</sup> April 2012 at 184454 UTC.



**Fig 8.** Analogous to Fig. 2, but showing the evolution of the vertical structure of the storms occurring in the area of study on the 17<sup>th</sup> November 2012

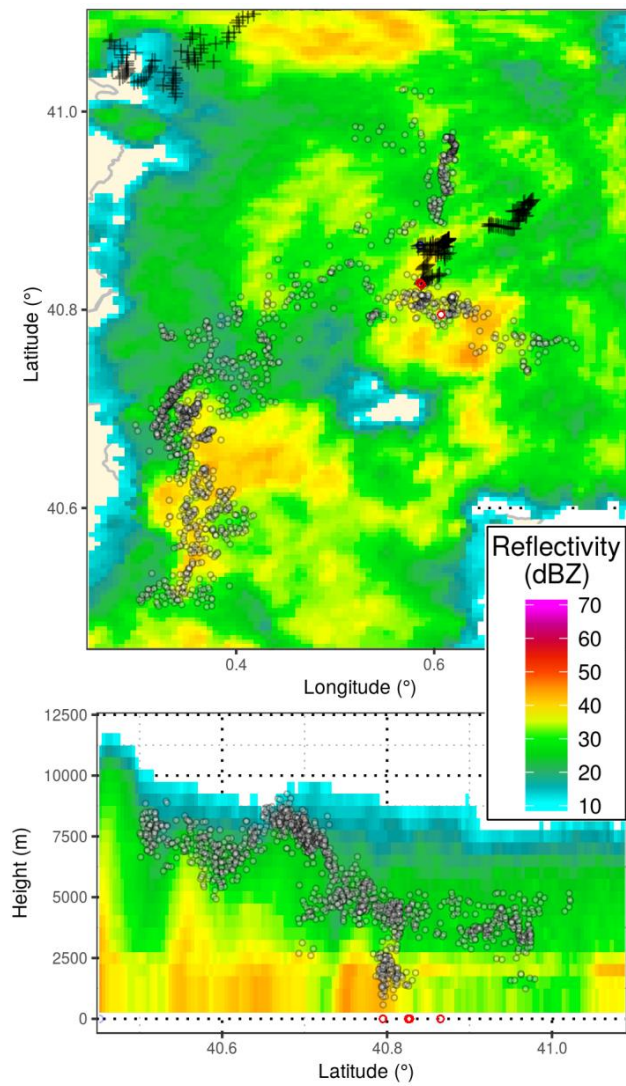
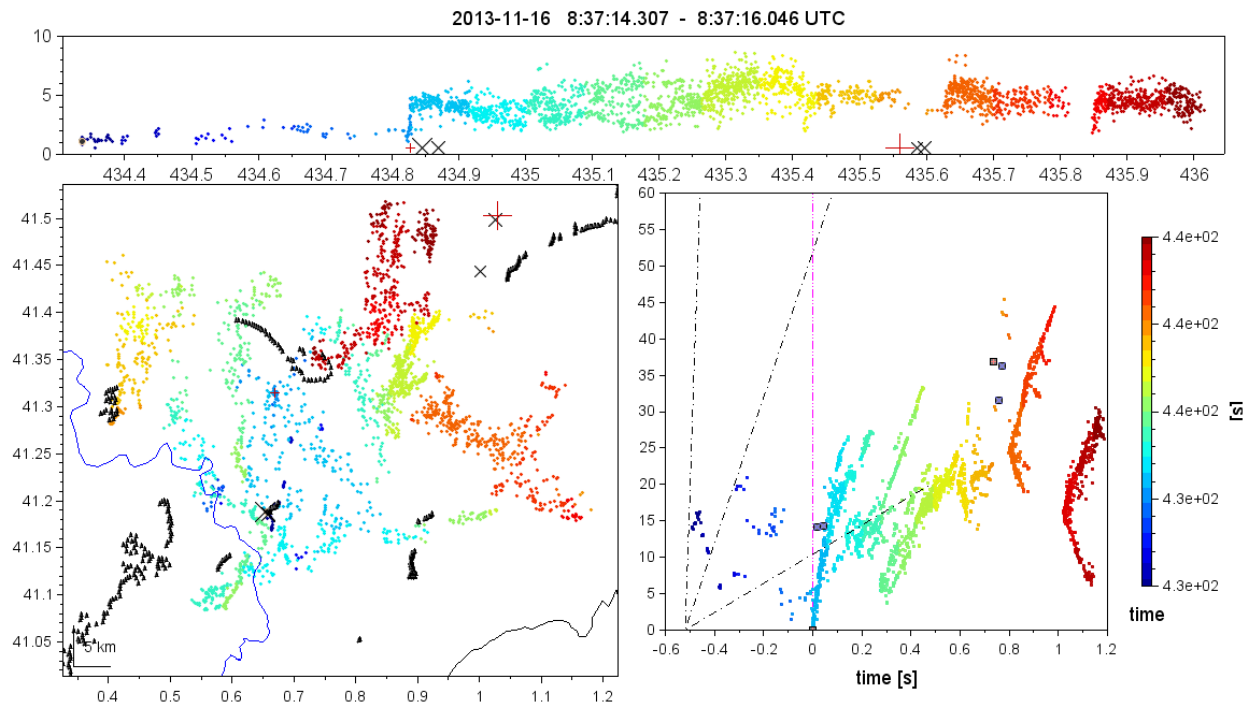


Fig. 9. Analogous to Fig. 6, but showing the 17:34:23 UTC lightning flash to a wind turbine on the 17<sup>th</sup> November 2012.



**Fig. 10** Multi-panel display of a downward lightning flash to a wind turbine detected by the LMA on the 16<sup>th</sup> November 2013 at 08:37:14 UTC. For top and left panels see legend in Fig. 5. Unlike the previous LMA figures, here the right panels show the time-distance graph. The dashed reference lines indicate slopes corresponding to speeds of  $2 \cdot 10^4 \text{ ms}^{-1}$ ,  $10^5 \text{ ms}^{-1}$ , and  $10^6 \text{ ms}^{-1}$ . The reference location for the distance is the initiation point of each flash or a cloud-to-ground stroke (at  $t=0$ ). Black square marks are low-frequency sources detected by LINET (intra-cloud or cloud-to-ground strokes).



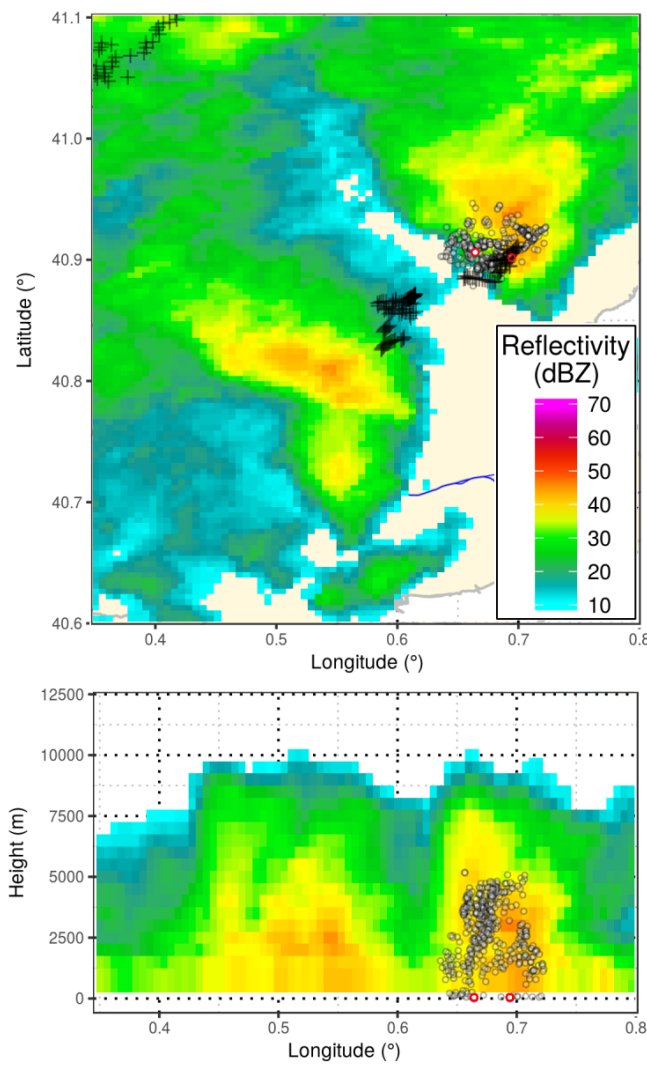
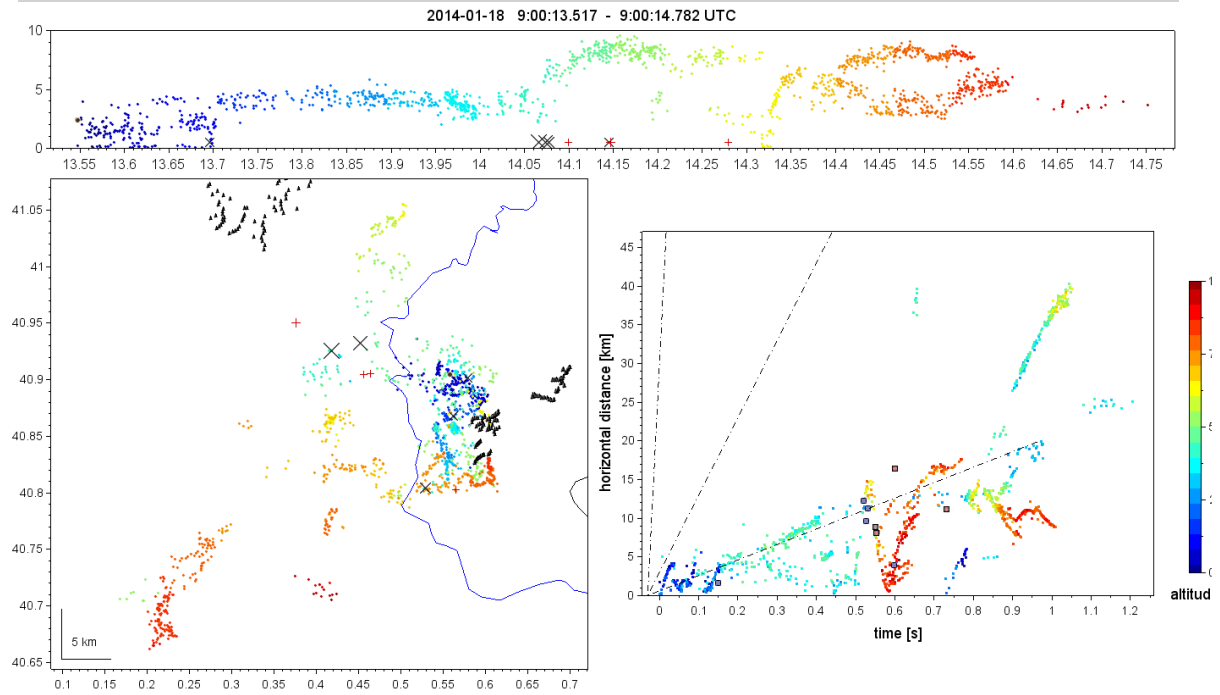
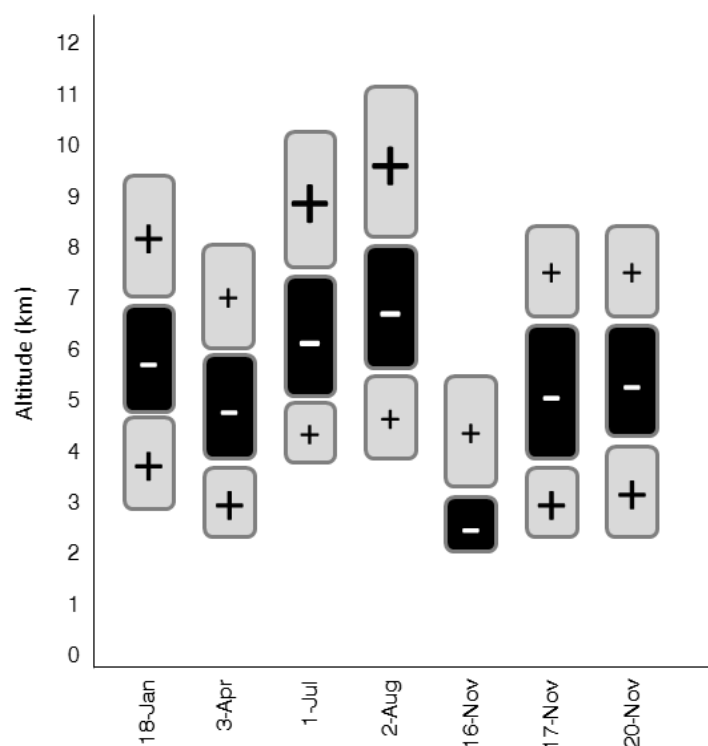


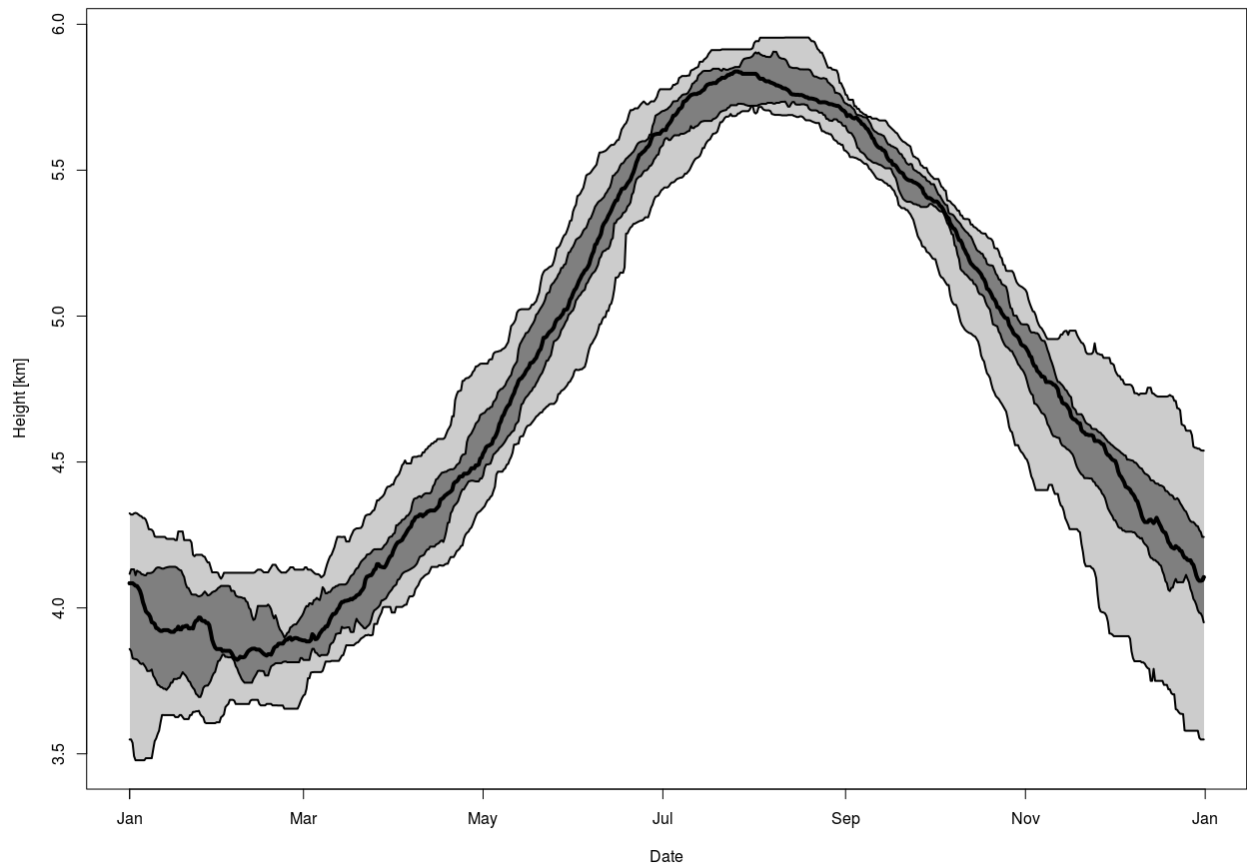
Fig. 11. Analogous to Fig. 6, but showing the 08:40:18 UTC lighting flash to a wind turbine on the 18<sup>th</sup> January 2014.



**Fig. 12** Analogous to Fig. 10, but for the lightning-triggered upward lightning flash from a wind turbine detected by the LMA on the 18<sup>th</sup> January 2014 at 09:00:13 UTC.



**Fig. 13** Charge structure in a vertical profile during the periods for which lightning to/from WT were recorded. The charge structure is inferred from the Lightning Mapping Array (LMA) data analysis, the size of the symbols (+/-) being proportional to VHF source density (approximation, not to scale).



**Fig. 14** Annual evolution of the  $-10^{\circ}\text{C}$  isotherm height over a 10-year period (2006–2015). Median (bold line), area between percent 25 and 75 (dark grey) and area between min and max (light grey) AMGL Source: Barcelona radiosonde data

## HIGHLIGHTS

- Lightning to wind turbines tend to occur outside the main thunderstorm warm-season
- Thunderstorms initiating downwards to wind turbines presented limited vertical developments
- Downwards to wind turbines were mainly negative CGs with peak currents above the average
- Conditions for self-initiated upwards resemble those of Japan /U.S winter thunderstorms

ACCEPTED MANUSCRIPT



## Apéndice B

### Ecuación de Poisson en coordenadas cilíndricas





## Ecuación de Poisson en coordenadas cilíndricas

La ecuación de Poisson en coordenadas cilíndricas se expresa como (ecuación 1):

$$\nabla^2 V = -\frac{\rho}{\varepsilon_0} = \frac{\partial^2 V}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial r} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 V}{\partial \theta^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} \quad (1)$$

Al asumir una geometría cilíndrica,  $\frac{\partial^2 V}{\partial \theta^2} = 0$ , la ecuación de Poisson se convierte en:

$$\frac{\partial^2 V}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial r} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = -\frac{\rho}{\varepsilon_0} \quad (2)$$

En nuestro caso, la ecuación de Poisson se discretiza en 2 dimensiones mediante diferencias finitas empleando *five stencil points* tal como se muestra en la figura 1. Allí se asume simetría axial a lo largo del eje Z. El potencial en el punto 0 es la suma de las diferencia de los potenciales adyacentes, tanto a lo largo del eje Z (índice  $i$ ) como en el eje radial  $r$  (índice  $j$ ).

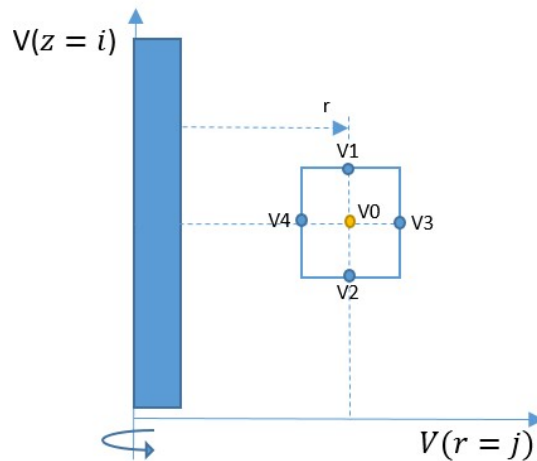


Figura 1: Esquema de five stencil points para la aproximación de la ecuación de Poisson

Expandiendo en series de Taylor para el potencial  $V_0$  del diagrama de la figura 1 se obtiene:

$$V(r, z) = V(r_0, z_0) + \frac{1}{1!} \left[ \frac{\partial V}{\partial r} \Big|_0 (r - r_0) + \frac{\partial V}{\partial z} \Big|_0 (z - z_0) \right] + \frac{1}{2!} \left[ \frac{\partial^2 V}{\partial r^2} \Big|_0 (r - r_0)^2 + 2 \frac{\partial^2 V}{\partial r \partial z} \Big|_0 (r - r_0)(z - z_0) + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} \Big|_0 (z - z_0)^2 \right] \quad (3)$$

Asumiendo pasos discretos e iguales en todas las direcciones, esto quiere decir  $\Delta h = \Delta r = h$  ( $z - z_0 = h = r - r_0$ ). También por la geometría cilíndrica, la derivada  $\frac{\partial V}{\partial r}$  es cero para los potenciales  $V_1$  y  $V_2$  al igual que para  $V_3$  y  $V_4$  sus derivadas  $\frac{\partial V}{\partial z}$  también son

iguales a cero. Derivando la ecuación 3 y tomado como referencia el potencial en el punto 0 se obtiene:

$$\begin{aligned}
 V_1 &= V_0 + \frac{1}{1!} \left[ \frac{\partial V}{\partial z} \Big|_0 (z - z_0) \right] + \frac{1}{2} \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} \Big|_0 (z - z_0)^2 \\
 V_1 &= V_0 + \left[ \frac{\partial V}{\partial z} h \right] + \frac{1}{2} \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} (h)^2 \\
 V_2 &= V_0 - \left[ \frac{\partial V}{\partial z} (h) \right] + \frac{1}{2} \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} (h)^2 \\
 V_3 &= V_0 + \left[ \frac{\partial V}{\partial r} (h) \right] + \frac{1}{2} \frac{\partial^2 V}{\partial r^2} (h)^2 \\
 V_4 &= V_0 - \left[ \frac{\partial V}{\partial r} (h) \right] + \frac{1}{2} \frac{\partial^2 V}{\partial r^2} (h)^2
 \end{aligned} \tag{4}$$

De las expresiones de la ecuación 4, igualando  $V_1$  y  $V_2$  se obtienen las derivadas  $\frac{\partial V}{\partial z}$  y  $\frac{\partial^2 V}{\partial z^2}$  en función de los potenciales  $V_1$ ,  $V_2$  y  $V_0$ . De igual forma igualando  $V_3$  y  $V_4$  se obtienen las derivadas  $\frac{\partial V}{\partial r}$  y  $\frac{\partial^2 V}{\partial r^2}$  en función de los potenciales  $V_3$ ,  $V_4$  y  $V_0$ .

Reemplazando las derivadas parciales anteriores en la ecuación de Poisson (ecuación 2) y despejando el potencial  $V_0$  se obtiene para los *puntos fuera el eje de simetría* ( $r \neq 0$ ):

$$V_0 = \frac{1}{4} \left[ V_1 + V_2 + \left( 1 + \frac{h}{2r} \right) V_3 + \left( 1 - \frac{h}{2r} \right) V_4 + \frac{\rho(h)^2}{\varepsilon_0} \right] \tag{5}$$

En donde,  $V_1 = V_{(i+1,j)}$ ;  $V_2 = V_{(i-1,j)}$ ;  $V_3 = V_{(i,j+1)}$ ;  $V_4 = V_{(i,j-1)}$ ;

Cuando  $V_0$  se encuentra en el eje de simetría  $r = 0$ , es una singularidad en la solución, por lo que se aplica la regla de L'Hopital (ecuación 6) a la ecuación de Poisson (ecuación 2) y se obtiene la expresión dada por la ecuación 7.

$$\lim_{r \rightarrow 0} \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial r} \rightarrow \frac{\partial^2 V}{\partial r^2} \tag{6}$$

$$\frac{\partial^2 V}{\partial r^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial r^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = -\frac{\rho}{\varepsilon_0} = 2 \frac{\partial^2 V}{\partial r^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} \tag{7}$$

Reemplazando las derivadas (ecuación 4) en la expresión 7 y asumiendo que el potencial  $V_3 = V_4$  (por la condición de simetría), se obtiene el potencial  $V_0$  para los *puntos en el eje de simetría* (ecuación 8):

$$V_0 = \frac{1}{6} \left[ V_1 + V_2 + 4V_3 + \frac{\rho(h)^2}{\varepsilon_0} \right] \tag{8}$$

En donde,  $V_1 = V_{(i+1,j)}$ ;  $V_2 = V_{(i-1,j)}$ ;  $V_3 = V_{(i,j+1)}$

Finalmentes, para optimizar la convergencia se utilizó el algoritmo SOR.

## Validaciones

Para validar la ecuación de Poisson en coordenadas cilíndricas, simetría axial y mediante método SOR, se utilizó el software COMSOL y FEM. Para ello se simuló una región de carga de 0.1 m de radio y altura respectivamente. La densidad volumétrica fue de  $\rho = 3,1831 \text{ C/m}^3$  ( $q = 1\text{C}$ ); Para el caso de simulación empleando COMSOL, el dominio se extendió hasta  $Z=200$  m y  $r=200$  m (fronteras considerablemente alejadas de la región de carga) y se asumieron fijas con potencial 0 V. Para el caso de FEM, las fronteras fueron abiertas y se consideró un dominio hasta 50 metros  $Z$  y  $r$ . En los casos de validación se simuló la condición de simetría axial.

Como resultado, la figura 2 muestra la distribución de potencial desde el centro de la región de carga, a lo largo del eje  $r$  hasta una distancia de aproximadamente 7 metros. En las curvas se aprecia un decaimiento exponencial del potencial al igual que un alto ajuste entre las simulaciones por software y las obtenidas en la deducción de la ecuación de Poisson. En la misma figura se muestra el alto error cuando se soluciona Poisson empleando coordenadas rectangulares (línea azul).

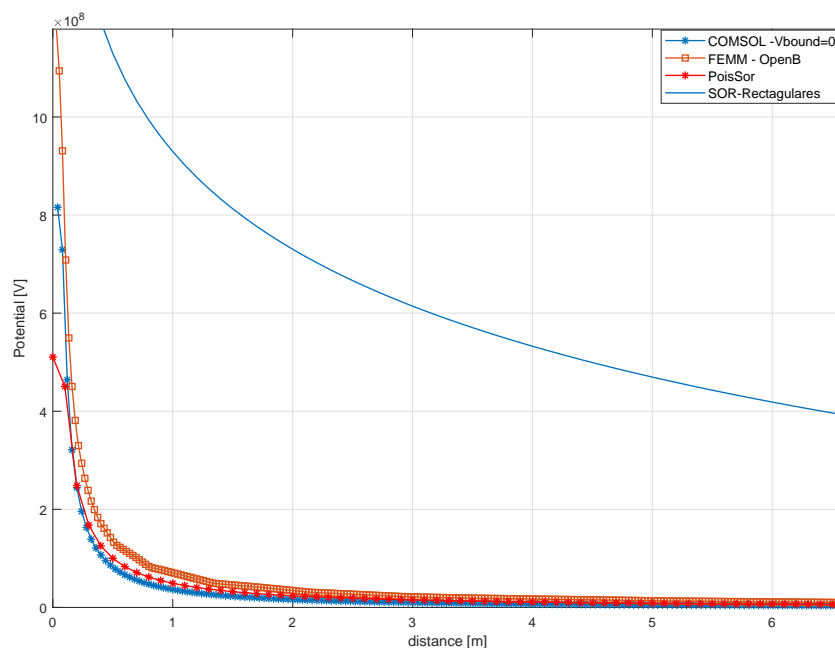


Figura 2: Resultados de las validaciones. La curva con la etiqueta PoisSOR corresponde a la deducción presentada en este anexo.



## Apéndice C

# Metodología para la identificación de hotspots



## Metodología para la identificación de *hotspots*

Otras actividades de investigación realizadas durante esta tesis, fue el desarrollo de una metodología para la identificación de *hotspots* de rayos a tierra. Una región puede clasificarse como *hotspot*, cuando es recurrente la incidencia de descargas eléctricas. Por lo anterior, estructuras elevadas como torres de comunicación, aerogeneradores, torres de energía eléctrica entre otras, podrían tener una alta probabilidad de ser clasificados como *hotspots*.

En general, el criterio principal de la metodología considera una región como *hotspot*, si en ella se reporta al menos un número determinado de rayos a tierra al año y se conserva durante todos los años en los que se analiza la información. Así mismo, combinaciones de criterios como la cantidad de años en los cuales recurren dichas descargas al igual que filtros por intensidades de corrientes fueron estudiados.

La metodología se diferencia de las agrupaciones por densidad de rayos ( $Ng$ ), en el sentido que la identificación de un *hotspot* no necesariamente está ligada a una región de alta incidencia de rayos, es cuando el fenómeno se presenta de forma recurrente lo que le convierte en *hotspot*.

Por último, durante la metodología grandes volúmenes de información de datos fueron analizados, los cuales se trabajaron como elementos espaciales almacenados en bases de datos.

Como resultados, en la figura 1 se muestra la identificación de los *hotspots* en la región de Cataluña. Allí se aprecia que muchos de los *hotspots* corresponden a sitios de montaña. En este análisis se incluyeron cerca de 38 millones de rayos entre los años 2001 al 2018.

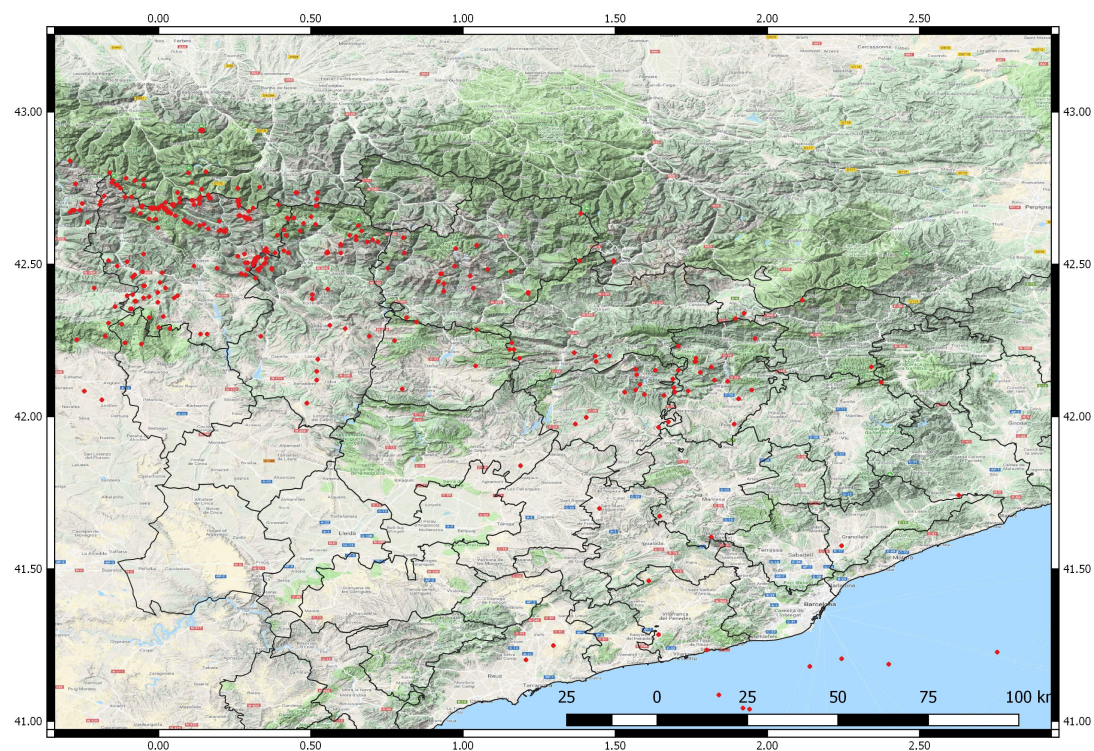


Figura 1: Ubicación global de los *hotspots* identificados en Cataluña (puntos de color rojo).

A su vez, muchos de estos *hotspots*, coincidieron perfectamente con estructuras elevadas como aerogeneradores (ver figura 2) y torres de comunicación (figuras 3 - 4).





Figura 2: Ejemplo de un *hotspot* asociado con parque de aerogeneradores.

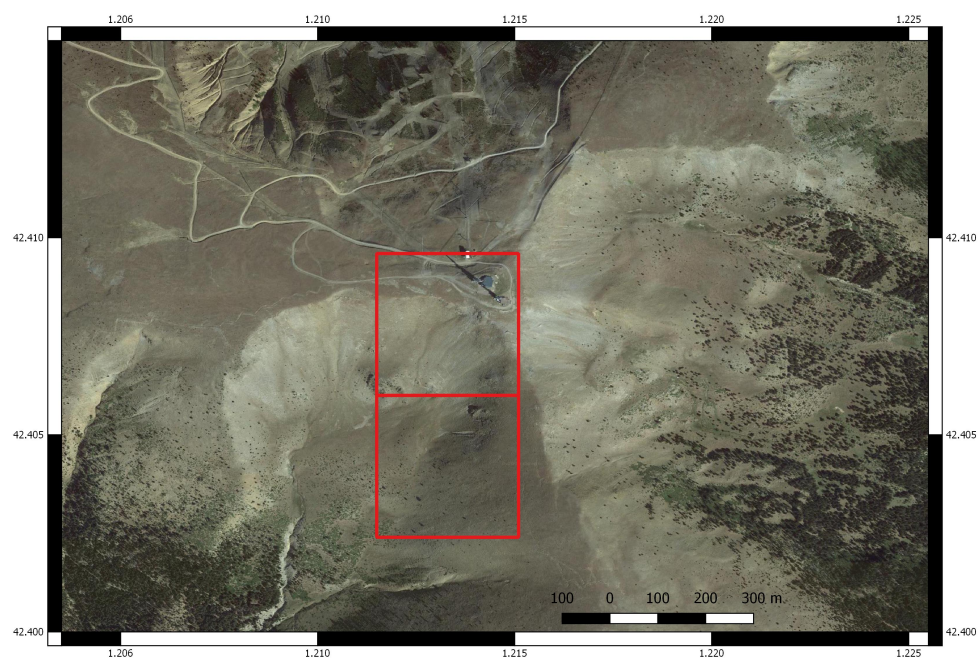


Figura 3: Ejemplo de un *hotspot* asociado una torre de comunicación.

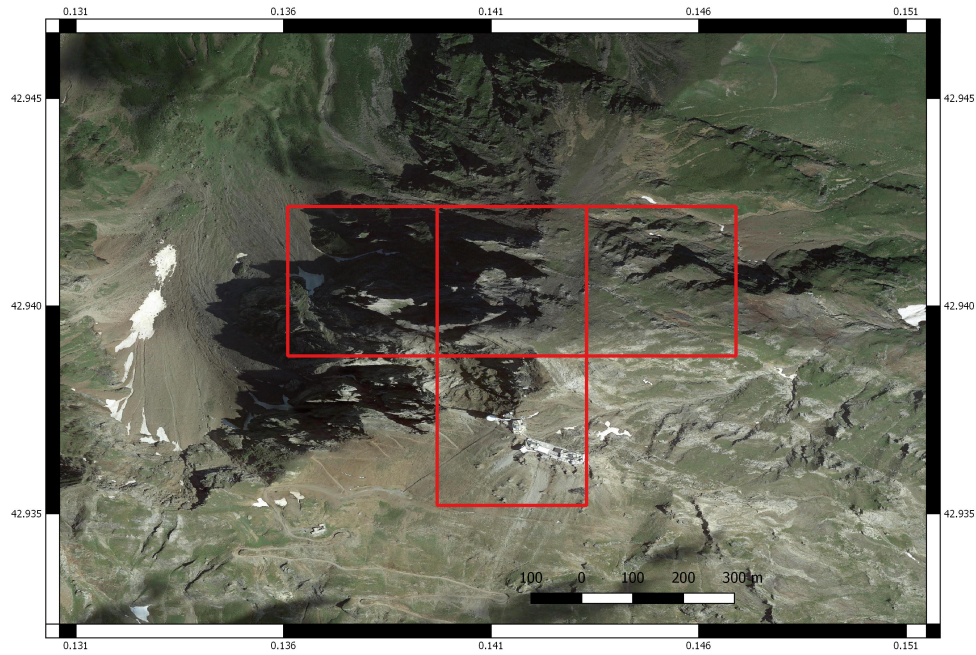


Figura 4: Ejemplo de un *hotspot* asociado torres de comunicación.

Finalmente, como aportes de la metodología, esta puede utilizarse en la evaluación de riesgos por impactos de rayos recurrentes o *hotspots*, al igual que en el diseño o mejora de los sistemas de protección contra rayos especialmente cuando se trate de sistemas altamente sensibles y de alto coste, como es el caso de aerogeneradores, torres de comunicación entre otros.